SERIE A, N° 3934
N° D'ORDRE :
4785

THÈSES

présentées

A LA FACULTÉ DES SCIENCES

DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ES SCIENCES PHYSIQUES

PAR

Fernando SŒIRO

1re THESE. — "Contribution à l'étude du mouvement de l'humidité dans les milieux poreux isothermes."

2e THESE. — Propositions données par la Faculté.

Soutenues le 16 Juin 1962 devant la Commission d'examen.

MM. R. LUCAS	Président	
MALAVARD		
SIESTRUNCK	Examinateurs.	
L'HERMITE		

CAHIERS DE LA RECHERCHE
THÉORIQUE ET EXPÉRIMENTALE
SUR LES MATÉRIAUX ET LES STRUCTURES

Publié sous le Patronage de l'Institut Technique du Bâtiment et des Travaux Publics

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DU MOUVEMENT DE L'HUMIDITÉ DANS LES MILIEUX POREUX ISOTHERMES

par **F. Soeiro**

ASSOCIATION FRANÇAISE DE RECHERCHES ET D'ESSAIS
SUR LES MATÉRIAUX ET LES CONSTRUCTIONS

12, RUE BRANCION - PARIS XV^e^

REMERCIEMENTS

Il nous est très agréable d'exprimer toute notre reconnaissance à :

M. Le Professeur LUCAS qui a bien voulu diriger ce travail,

M. Le Professeur MALAVARD, qui a bien voulu s'intéresser à nos recherches,

M. R. L'HERMITE, Directeur Général de la Recherche de l'Union Technique Interfédérale du Bâtiment et des Travaux Publics, qui nous a proposé ce sujet d'études et nous a conseillé au cours de nos travaux.

UNIVERSITEITSBIBLIOTHEEK - LEIDEN -

NOTATIONS

n = porosité
γ_d = densité sèche
G = densité des particules
γ_w = poids spécifique de l'eau = ρg
ρ = masse spécifique de l'eau
ε = indice des vides
S_v = surface spécifique des grains par unité de volume de phase solide
S_w = surface spécifique des grains par unité de poids du matériau sec
S_m = surface spécifique des grains par unité de volume apparent du sol
w = teneur en eau pondérale, par rapport au poids sec du sol
w_v = teneur en eau volumique, par rapport au volume apparent du sol
S = degré de saturation
ψ = potentiel capillaire de l'eau retenue
F = énergie libre de l'eau retenue
s = succion de l'eau retenue
pF = $\log_{10} h$, où h est le potentiel capillaire ou la succion exprimée en centimètres d'eau
A = tension capillaire de l'eau
a = rayon d'un tube capillaire ou d'un pore ; rayon de courbure moyen d'un ménisque
θ = angle de raccordement
p = tension de la vapeur de l'eau retenue dans un corps poreux
p_0 = tension de la vapeur saturante à la même température
H = p/p_0 = humidité relative
R = constante universelle des gaz = $8{,}315 \times 10^7$ erg mole^{-1} °C^{-1}
M = masse moléculaire de l'eau
T = température absolue
g = accélération de la pesanteur
ω = pression osmotique
π = potentiel d'adsorption
v ou
v_{liq} = vitesse de filtration ou vitesse apparente d'écoulement
k = coefficient de perméabilité à l'eau du milieu, cm/sec.
Φ = potentiel total de l'eau ou charge hydraulique
z = cote d'un point par rapport à un plan de référence arbitraire
$\bar{k}$ = coefficient de perméabilité intrinsèque du milieu, cm^2.
P = pression de l'eau ou du liquide dans le corps poreux
μ = coefficient de viscosité dynamique
m = rayon hydraulique
c = constante de Kozeny
T = coefficient de tortuosité
ρ = résistivité électrique d'un liquide
R = résistance électrique d'un corps
A = section
F = facteur de résistivité du milieu
I (S) = indice de résistivité relatif à la saturation S
k_r = perméabilité relative
$f(a)$ = fonction de distribution de l'espace interstitiel d'un milieu poreux
R = nombre de Reynolds = $\dfrac{vd\rho}{\mu}$
d = diamètre des particules
φ = charge hydraulique de l'écoulement microscopique
D = coefficient de diffusivité de la phase liquide
I = intensité du rayonnement γ
μ = coefficient d'absorption du rayonnement γ
N, n = nombre d'impulsions par minute (rayons γ)
u = pression interstitielle

INTRODUCTION

Le problème du mouvement de l'eau dans les sols est une préoccupation commune à plusieurs activités de l'Ingénieur. Ainsi l'Ingénieur routier, soucieux d'assurer la stabilité des assises des routes est amené à s'interroger sur les mécanismes des échanges d'humidité entre le sol, la nappe phréatique et l'atmosphère, et à mettre en œuvre les moyens lui permettant de rester maître de la teneur en eau des sols. De même l'hydrologue, qui s'inquiète du sort de l'eau infiltrée dans les terrains de façon à être à même d'établir le bilan hydraulique d'un bassin versant ou d'une région, est obligé de se pencher sur les déplacements d'humidité dans un sol nu ou recouvert de végétation, soumis aux sollicitations climatiques de la région, et en fonction du régime hydrogéologique général. L'agronome, confronté avec le problème des besoins d'eau des plantes, chiffre les disponibilités en eau des terres à différentes époques et les quantités d'eau d'irrigation dont il faudra disposer.

Nous avons cherché dans ce travail à analyser les phénomènes de rétention et de déplacement de l'eau pour un type de sol particulier : les sables, prototype des sols grossiers.

Les couches aquifères sont assez souvent des sables, des graviers sableux ou des grés. La ressource de la nappe étant déterminée à la fois par l'alimentation et par le régime des pertes, les mécanismes de rétention et de transfert, dans la mesure où ils commandent ces deux paramètres, joueront un rôle déterminant. L'étude du mouvement de l'eau dans les sables présente, sous cet aspect, un intérêt pratique indéniable.

Par ailleurs, les sables s'apparentent à bien d'autres matériaux de construction comme les briques, les pierres, les roches et, en partie, au béton. L'étude effectuée sur les sables intéresse un vaste domaine d'application.

Les matériaux sableux présentent en outre l'intérêt de constituer un milieu où les phénomènes colloïdaux sont négligeables, et où on peut espérer que la géométrie des pores déterminera la répartition de l'humidité et la perméabilité du milieu à l'eau. Contrairement aux matériaux argileux qui font l'objet de nombreuses études depuis que Terzaghi a dévoilé le mécanisme de la consolidation, l'étude du mouvement de l'eau dans les sables n'intéresse les chercheurs que depuis une dizaine d'années. Cette étude est une étape nécessaire dans l'examen du comportement des matériaux non saturés, en général, argileux ou sablo-argileux.

Dans ce travail nous nous sommes limités aux mouvements d'eau en phase liquide, et dans des milieux isothermes. Des essais que nous avions effectués précédemment nous avaient montré l'importance que des échanges en phase vapeur pouvaient prendre lorsque le matériau est soumis à un gradient thermique. Toutefois, pour limiter le domaine de nos recherches, nous avons préféré laisser de côté les échanges en phase vapeur.

Notre contribution à l'étude des transferts en phase liquide porte essentiellement sur les aspects physiques des phénomènes de rétention de l'eau, sur la perméabilité à l'eau retenue d'un milieu non saturé, et enfin, sur les équations décrivant le mouvement et l'équilibre de l'eau dans un tel milieu et leur domaine d'application.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41538114_0036

CHAPITRE I

GÉNÉRALITÉS SUR L'EAU DANS LES SOLS

La proportion d'eau dans un sol joue un rôle fondamental dans son comportement sous l'action des sollicitations extérieures (charges, échanges avec la nappe ou l'atmosphère, etc.). La Mécanique des Sols, dans le sens défini par TERZAGHI en 1925 est née de l'examen des incidences que la teneur en eau et ses variations dans le temps peuvent avoir sur la stabilité des structures que l'ingénieur construit sur les terrains (fondations) ou exécute avec de la terre (barrages, routes, certaines constructions).

Les premières études dans cette voie ont porté sur les milieux saturés, et notamment les sols argileux courants en certaines régions d'Europe. C'est ainsi qu'a été mis en évidence le mécanisme du tassement différé des bâtiments fondés sur des argiles saturés et la théorie de la consolidation qui l'explique est une pierre angulaire de la Mécanique des Sols moderne.

L'objectif de notre étude est d'aborder les transferts d'humidité dans les matériaux, saturés ou non, provoqués par toute sollicitation extérieure : variation du niveau de la nappe, évaporation vers l'atmosphère, gradients thermiques infiltrations d'eau superficielles, etc.

Dans cette étude, nous nous occupons tout particulièrement des matériaux sableux, laissant de côté les phénomènes colloïdaux qui interviennent dans les matériaux argileux. Dans le cas des sables, la géométrie de l'espace interstitiel est le facteur déterminant et il peut être observé à l'état pur.

Cette recherche comporte deux parties : expérimentale et théorique.

Toutefois, avant de développer ces deux aspects, nous allons situer notre sujet dans l'évolution historique des concepts.

1.1 - Concepts relatifs à l'eau dans les sols - Historique

Les sols sont constitués par un assemblage de particules de dimensions et formes variables suivant les types de sol. Les grains solides représentent les parois d'un espace continu de géométrie très complexe qu'on appelle les pores. Comme pour les particules on parle couramment de granulométrie des pores ce qui présuppose une définition géométrique précise du « pore ». Ceci est beaucoup plus difficile que pour les grains solides, étant donné la géométrie de l'espace interstitiel.

L'humidité du matériau occupe une partie plus ou moins importante de cet espace. La configuration de l'eau et la quantité par unité de volume ou par unité de masse du solide joue un rôle très important dans le comportement des sols sableux, limoneux ou argileux.

Le transfert d'humidité dans les sols ou dans les milieux poreux est un phénomène qu'on rencontre dans de multiples situations, aussi bien en mécanique des sols, que dans d'autres domaines.

Comme exemples, on peut citer l'écoulement de l'eau dans les couches aquifères vers un puits de captage, sous un barrage en charge, ou vers une fouille de fondation. On peut citer aussi l'humidification des sols au contact de l'eau.

Il est utile de distinguer dans l'eau qui se trouve dans un matériau **l'eau retenue** par l'ossature solide, et **l'eau libre** qui s'écoule librement sous l'action de la pesanteur. L'écoulement de l'eau libre a fait l'objet de nombreuses études qui constituent l'hydraulique laminaire des milieux poreux saturés. Nous allons examiner dans cette étude les transferts intéressant surtout l'eau retenue.

Dans le deuxième exemple que nous avons donné plus haut, l'humidité qui se trouve au-dessus de la nappe d'eau est essentiellement de l'eau retenue par l'attraction entre l'eau et le squelette solide du sol.

Ce phénomène qui rappelle de très près l'ascension de l'eau dans des tubes capillaires, fait l'objet de recherches depuis le début de ce siècle.

La similitude avec les phénomènes observés dans les tubes capillaires, a constitué dès le départ une voie pour aborder l'étude des phénomènes de rétention et migration de l'eau dans les matériaux. A cet effet, on a été amené à remplacer les sols par des modèles capillaires. Le type même de ces modèles est le faisceau de tubes capillaires disposés suivant un certain ordre (parallèlement, orthogonalement, etc.), ou au hasard, dans n'importe quelle direction, pouvant être ou non reliés entre eux, d'un diamètre constant d'une extrémité à l'autre de chaque tube. Des modèles de ce type

ont été utilisés en mécanique des sols par TERZAGHI (1) (1943), PELTIER (1953), FERRANDON (1948), LAMBE (1956), MARIOTTI et DELARUE (1954), entre autres. KOZENY (1927) a proposé un autre modèle pour représenter les milieux poreux : les canaux ou tubes capillaires comportent des tronçons en série de différents diamètres et longueurs. Les dimensions des capillaires sont fonction de la porométrie du milieu.

Ces deux types de modèles présupposent un certain ordre. Tout récemment, SCHEIDEGGER (1954), entre autres, a postulé le désordre total dans l'arrangement des particules — le milieu étant remplacé par un chaos de particules, et a abordé l'écoulement dans un tel milieu par un traitement statistique.

Dans tous ces modèles, ordonnés ou désordonnés, on fait appel pour décrire l'écoulement des fluides dans les pores du milieu aux équations de NAVIER-STOKES, et pour déduire la répartition de l'humidité dans l'espace interstitiel aux lois des phénomènes capillaires. Cette façon de traiter le problème de l'humidité a rencontré un succès considérable. Toutefois, il est évident qu'un tel traitement est handicapé par les simplifications introduites par les modèles, d'une part, et d'autre part par la complexité de l'écoulement dans les pores. Ceci a limité l'emploi de la méthode aux matériaux pulvérulents, ou à structure rigide, et relativement grossiers. Le recours au modèle permet néanmoins comme nous le verrons au cours de cette recherche, d'interpréter certains phénomènes aisément.

BUCKINGHAM, en 1907, a inauguré une autre voie pour l'étude de l'eau dans les sols. Considérons deux morceaux d'un même corps poreux à des teneurs en eau différentes. Si ces deux morceaux sont mis en contact intime, on constate que des échanges d'humidité ont lieu du sol humide vers le sol sec, en général. Nous pouvons rapprocher cet écoulement d'humidité du courant électrique ou du flux de chaleur dans un conducteur soumis à une différence de potentiel électrique ou de température. Par analogie, et nous verrons plus loin dans quelle mesure cette analogie est justifiée, nous dirons que le mouvement de l'eau du sol humide vers le sol sec est associé à une différence de potentiel de l'eau retenue dans le sol sec et dans le sol humide. Nous pouvons définir ce potentiel que nous appellerons **potentiel capillaire** ψ ou **succion** s comme étant l'énergie qu'il faut fournir à l'unité de masse d'eau pour la transporter depuis un plan d'eau libre jusque dans le sol à la teneur en eau w, l'eau libre et le sol étant à la même température, et le sol étant libre de toute sollicitation extérieure.

Le flux d'humidité est relié au gradient de potentiel capillaire par une relation linéaire, le coefficient de proportionnalité représentant la perméabilité ou la conductivité du sol à l'eau. Ceci équivaut à généraliser la loi de Darcy aux transferts d'eau retenue. Toutefois, la conductivité ou la perméabilité sont très sensibles à la teneur en eau du matériau et ne sont pas constantes.

Ces notions ont été appliquées en mécanique des sols grâce aux travaux de SPANGLER (1941) aux U. S. A. et de CRONEY et COLEMAN (1948) au Road Research Laboratory, en Angleterre.

Le potentiel capillaire, qui a été identifié à un potentiel de pression, déterminé par la dépression capillaire introduite par la courbure de la surface libre dans les pores, par GARDNER, en 1920, a été ensuite mesuré, au laboratoire et sur le terrain, par RICHARDS (1928, 1931). RICHARDS (1931) a par ailleurs mis en évidence expérimentalement la grande sensibilité de la perméabilité des matériaux non saturés aux variations de teneur en eau.

Le potentiel capillaire ou succion a été ensuite généralisé par la considération de l'énergie libre de l'eau retenue (SCHOFIELD, 1935), (EDLEFSON et ANDERSON, 1941) qui permet de tenir compte, en toute généralité, des effets osmotiques dus aux sels en dissolution dans l'eau et de l'action des forces d'adsorption des particules solides sur l'eau, en dehors des phénomènes proprement capillaires.

1.2 - Objet de la présente recherche

Nous avons déjà indiqué le but de la présente recherche : étude expérimentale des échanges d'humidité dans les milieux sableux et comparaison et interprétation avec les lois générales régissant ces phénomènes.

Notre programme d'étude comprend :

— l'étude expérimentale des forces de rétention de l'eau dans les milieux sableux, interprétation microphysique et thermodynamique de ces forces ;

— détermination des propriétés de transmission d'humidité de deux sables, généralisation de la loi de Darcy aux milieux non saturés et interprétation physique du coefficient de perméabilité de ces milieux ;

— examen des transferts dans les milieux poreux, dans des conditions isothermes et établissement des équations fondamentales du mouvement de l'eau retenue. Comparaison des résultats expérimentaux avec les prévisions théoriques dans le cas d'échantillons de petites dimensions et de colonnes de 1 mètre de hauteur.

Nous allons développer successivement ces différents points.

---

(1) Les références sont rassemblées et classées par sujets, dans la « Bibliographie relative à l'eau dans les sols », à la fin du texte.

CHAPITRE II

LE SYSTÈME EAU-SOL :

POTENTIEL CAPILLAIRE OU SUCCION

2.1 - Introduction - Définitions préliminaires

L'eau dans les sols évolue à l'intérieur d'un espace délimité par l'architecture solide du sol. Il importe de caractériser le milieu et le système eau-sol. A cet effet, nous présentons quelques définitions préliminaires indispensables dans les développements ultérieurs.

Le milieu est caractérisé par les paramètres suivants :

— **porosité** n, que représente le volume occupé par les pores par unité de volume apparent du milieu ;

— **densité sèche** γ_d, qui exprime la quantité de matière solide dans l'unité de volume apparent du sol. Si G est la densité des particules :

$$\gamma_d = G\,(1 - n)\,\gamma_w \tag{2-1}$$

où γ_w est le poids spécifique de l'eau.

Couramment, on emploie aussi l'indice des vides qui définit le volume des vides par unité de volume des éléments solides. Il est facile de voir que

$$\varepsilon = \frac{n}{1 - n} \tag{2-2}$$

En ce qui concerne les particules élémentaires qui constituent la phase solide il est habituel de spécifier :

— la dimension des particules et la proportion des particules de chaque classe de dimension dans le mélange ou l'agrégat ;

C'est ce que nous appellerons la granulométrie et qui s'exprime par la **courbe granulométrique** du sol. Ces courbes permettent par ailleurs de définir le diamètre moyen, le coefficient d'uniformité du sol, comme il est courant de procéder en statistique ;

— la forme et l'état de surface des particules ;

— la nature minéralogique ou chimique des éléments solides ;

— la surface spécifique du solide, qui exprime la surface totale des particules par unité de poids du matériau sec (S_w) ou par unité de volume de la phase solide (S_v).

Le diamètre des particules, la forme et la nature minéralogique sont en général reliés entre eux : ainsi les sables sont souvent siliceux ou calcaires, avec des particules relativement sphéroïdales, alors que les argiles comprennent des éléments plats ou des bâtonnets. L'état de surface des particules moyennes et grossières traduit essentiellement la genèse des matériaux : arrondi pour les matériaux roulés dans l'eau, non usés pour les sols provenant de la décomposition des roches mères *in situ*.

Pour caractériser la géométrie de l'espace interstitiel on utilise les notions de **diamètre des pores**, de **porométrie**, représentant, en quelque sorte, le spectre des dimensions des pores. On peut définir le diamètre des pores pour n'importe quel point de l'espace interstitiel comme étant le diamètre de la plus grande sphère inscrite entièrement entre les parois des pores et comprenant le point donné. De cette façon nous rattachons à chaque point de l'espace interstitiel un diamètre. La porométrie du corps poreux définit le volume occupé par les pores de chaque classe de diamètre dans le milieu.

Lorsque le milieu est humide, une partie ou la totalité des pores est remplie d'eau. Pour caractériser le matériau il est indispensable de définir la teneur en eau. La teneur en eau pondérale w représente la quantité d'eau contenue dans une masse de sol, rapportée à la masse des particules. La teneur en eau volumique w_v est donnée par le rapport du volume

d'eau au volume apparent de la masse de sol. La quantité d'eau est déterminée, d'une façon conventionnelle, par étuvage à 105°. La teneur en eau volumique s'exprime en fonction de la teneur en eau pondérale par l'équation :

$$w_v = \gamma_d \cdot w / \gamma_w \tag{2.3}$$

On emploie aussi le **degré de saturation** S qui représente le pourcentage du volume des pores occupé par l'eau. La teneur en eau volumique est égale

$$w_v = S\, n \tag{2.4}$$

Dans le cas des milieux humides il importe de spécifier la composition de l'eau dans le sol, par l'indication des sels et des gaz qui se trouvent en dissolution dans l'eau, ou adsorbés sur la surface des particules.

Les matériaux non saturés sont des corps à trois phases : solide, liquide et gazeuse. Pour ces matériaux on fait appel à la notion de **teneur en air,** qui s'exprime par le pourcentage du volume du sol occupé par l'air ou par la phase gazeuse.

Le comportement des sols est très affecté par leur teneur en eau. Il est connu, par l'expérience de tous les jours, que l'augmentation de l'humidité d'un sol est accompagnée d'une diminution de sa résistance ou de sa portance. Toutefois, des matériaux différents à la même teneur en eau peuvent présenter des résistances très différentes. Les propriétés d'un matériau dépendent plutôt de l'état physique de l'eau que de sa teneur en eau.

2.2 - Le potentiel capillaire

Pour définir l'état de l'eau retenue dans un corps poreux indépendamment du type de forces en jeu, nous prendrons comme état de référence l'eau pure à la même température, et nous le caractériserons par l'énergie à dépenser contre les forces de rétention de l'eau dans le corps pour transporter l'unité de masse d'eau depuis l'eau libre jusque dans la masse d'eau du sol, supposée suffisamment grande. Cette énergie constitue ce que nous appelons le potentiel capillaire ψ, l'énergie F ou la succion s de l'eau retenue. Cette énergie peut être mise en évidence par le montage suivant (fig. 2.1)

A) Double mètre

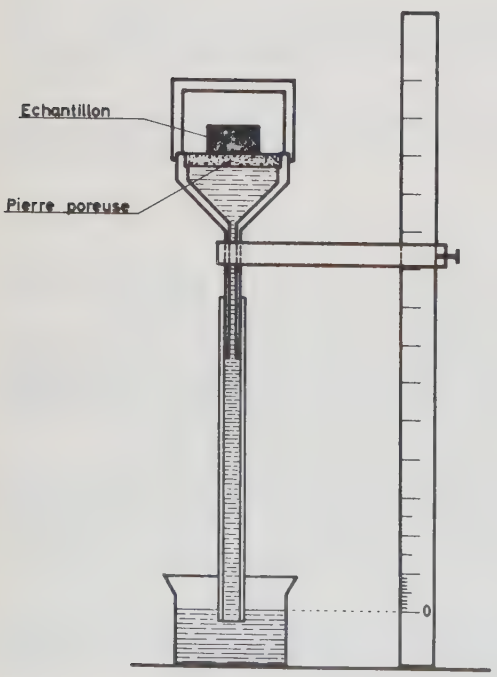
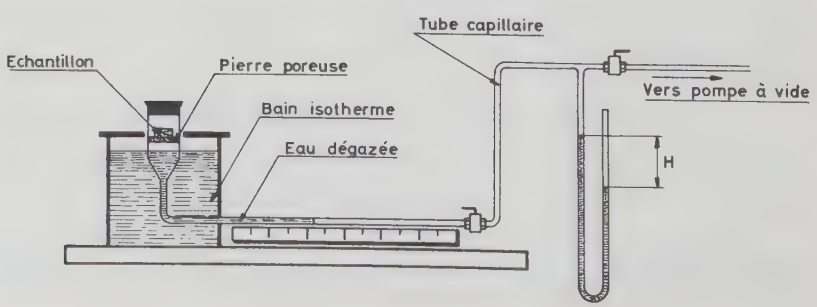


Fig: 2.1 Appareil pour la mesure de la succion des sols.

B) Plaque de succion



constitué par un réservoir d'eau pure et dégazée, coiffé avec une pierre poreuse, et relié à un tube gradué par l'intermédiaire duquel nous pouvons soumettre l'eau à un vide. Si nous plaçons sur la pierre un corps poreux à une certaine teneur en eau, nous constatons qu'un pompage d'eau s'établit. Si nous soumettons l'eau du réservoir à un vide croissant, il y a une dépression P pour laquelle le mouvement de l'eau dans le tube gradué s'arrête. L'énergie libre de l'eau dans le réservoir et dans le corps est alors identique et elle est définie par Pv, ou v est le volume spécifique de l'eau. Couramment, nous exprimons l'énergie libre de l'eau par la dépression P qui mesure le pouvoir de succion du matériau. Etant donné l'étendue des valeurs de la succion d'un matériau depuis l'état saturé jusqu'à l'état sec, où elle peut atteindre plusieurs centaines d'atmosphères, il est courant d'exprimer la succion en fonction du logarithme décimal de la dépression donnée en centimètres d'eau h, ce qui constitue l'échelle du $pF = \log_{10} h$.

Le potentiel capillaire ou la succion sont définis par rapport à un échantillon dégagé de toutes sollicitations extérieures.

Dans les matériaux pulvérulents, les variations de la teneur en eau sont accompagnées par la création d'une phase gazeuse avec interfaces eau-air. L'équilibre thermodynamique entre la vapeur d'eau et l'eau à ces interfaces est régi par la loi de Kelvin :

$$\frac{RT}{M} \log_e p/p_0 = -\frac{2\,A\cos\theta}{a}\frac{1}{\rho} \tag{2.5}$$

p = tension de la vapeur d'eau retenue dans le corps poreux.
p_0 = tension de la vapeur saturante à la même température.
$H = p/p_0$ = humidité relative.
R = constante universelle des gaz = $8{,}315 \times 10^7$ erg mole $^{-1}$ $^{o}C^{-1}$
M = masse moléculaire de l'eau
T = température absolue.
A = tension capillaire.
θ = angle de raccordement.
a = rayon de courbure moyen du ménisque.
ρ = densité de l'eau.

L'examen de cette expression nous permet de prévoir que dans l'atmosphère d'un corps poreux la tension de la vapeur d'eau est en général inférieure à celle de l'eau pure à la même température, et cette différence sera d'autant plus sensible que le rayon des ménisques est plus faible, ou, ce qui est équivalent, que la teneur en eau soit plus faible. A l'effet de courbure des ménisques peut d'ailleurs s'ajouter l'action des champs d'adsorption des particules et des sels en dissolution dans l'eau du corps.

Il est facile de voir que le premier terme de la formule (2.5) représente l'énergie libre, par unité de masse de la vapeur d'eau du matériau par rapport à l'eau pure. En effet :

$$F = \int_{p_0}^{p} v\,dp = \frac{RT}{M} \log_e p/p_0 = -gh \tag{2.6}$$

qui, du reste, par définition du potentiel capillaire, est égale à $-hg$, où h est la hauteur d'eau équivalente à l'énergie libre (h représente la profondeur d'une nappe d'eau réelle ou fictive).

L'équilibre des deux phases en présence dans les corps poreux non saturés se traduit par l'équation fondamentale :

$$H = \frac{p}{p_0} = e^{-\frac{\psi g M}{RT}} \tag{2.7}$$

où ψ est le potentiel capillaire exprimé en centimètres d'eau. C'est l'équation de l'équilibre isotherme de l'atmosphère du corps poreux, déduite en toute généralité, avec ou sans continuité des films d'eau, à condition, toutefois, de négliger les effets osmotiques. L'équation (2.6) montre par ailleurs que dans un corps poreux en équilibre avec une nappe phréatique la répartition des pressions de la phase liquide est hydrostatique.

Les expressions précédentes permettent de déduire une relation entre le pF, la succion s ou l'énergie libre F et l'humidité relative H %. En effet :

$$pF = \log_{10} h = \log_{10} 2{,}3\,\frac{RT}{Mg} + \log_{10}(\log_{10} 100 - \log_{10} H)$$

soit :

$$pF = 6{,}502 + \log_{10}(2 - \log_{10} H) \tag{2.8}$$

pour $T = 293^{o}\,k$.

Dans le tableau suivant nous donnons les valeurs de ces grandeurs.

TABLEAU 2.1

pF	Hauteur d'eau (1) équivalente h cm	Succion $s = \rho\, gh$ kg/cm²	Humidité relative H %
0	1	10^{-3}	$\sim$ 100
1	10	10^{-2}	$\sim$ 100
2	10^{2}	10^{-1}	99,99
3	10^{3}	1	99,92
4	10^{4}	10	99,27
5	10^{5}	10^{2}	93,00
6	10^{6}	10^{3}	48,43
7	10^{7}	10^{4}	0,07
$-\infty$	0	0	100

Remarquons que l'expression (2.5) nous montre que le degré d'humidité relative H, pour une certaine teneur en eau (a = constante) est une fonction de la température. En effet, la tension capillaire A et la densité de l'eau sont des fonctions bien connues de la température, et il est possible de connaître la variation de H avec la température, et aussi celle du pF, de la succion s et de l'énergie libre. Il est facile de montrer que si H_1 et H_2 sont les humidités relatives respectivement aux températures T_1 et T_2, nous avons la relation approchée :

$$\frac{\log_{10} H_1}{\log_{10} H_2} = \frac{A_1\, \rho_2\, T_2}{A_2\, \rho_1\, T_1} \tag{2.9}$$

L'influence de la température sur le pF et la succion découlent immédiatement de (2.6) qui donne gh. Sur les figures 2.2 et 2.3 nous avons représenté les fonctions H (T) et pF (T).

Fig: 2.2 Correction à apporter à l'humidité relative du sol à 20°C. pour obtenir l'humidité relative à diverses températures.

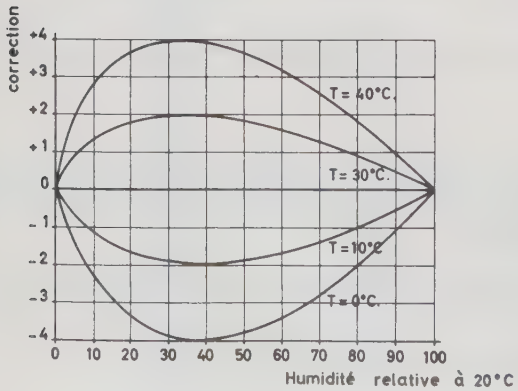
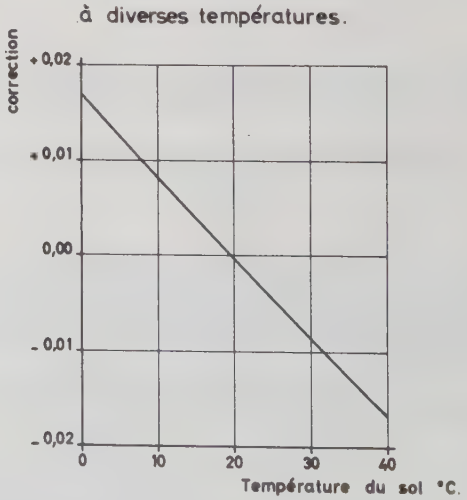


Fig: 2.3 Correction à apporter au pF du sol à 20°C. pour obtenir le pF à diverses températures.



(1) L'énergie libre $F = -gh$ en erg/g s'obtient à partir de cette colonne par multiplication par 980 ou $\sim 10^3$.

Dans l'étude expérimentale que nous avons effectuée du système eau-sol, nous avons employé deux milieux sableux : un sable fin, dit sable de Fontainebleau, caractéristique du bassin parisien et un sable dunaire, en provenance d'El Oued, au Sahara, et appelé ci-après sable d'El Oued.

Nous allons passer en revue les principales propriétés de ces milieux avant d'étudier expérimentalement l'énergie libre du système eau-sol.

2.3 - **Propriétés des milieux sableux étudiés**

Nous avons étudié les propriétés de l'ossature et notamment des particules.

2.3.1 - **Sable de Fontainebleau**

Le sable de Fontainebleau est une formation très développée dans le bassin parisien, atteignant à certains endroits des épaisseurs considérables. Du point de vue géologique, le sable de Fontainebleau se classe dans le stampien.

Le matériau utilisé dans nos essais est un sable très pur, blanc, essentiellement siliceux avec des traces de quelques sels provenant des eaux phréatiques : des carbonates et des sulfates de chaux et magnésie. Les grains de sable sont d'une forme régulière, isodimensionnels, et luisants quand ils sont observés au microscope (fig. 2.4).

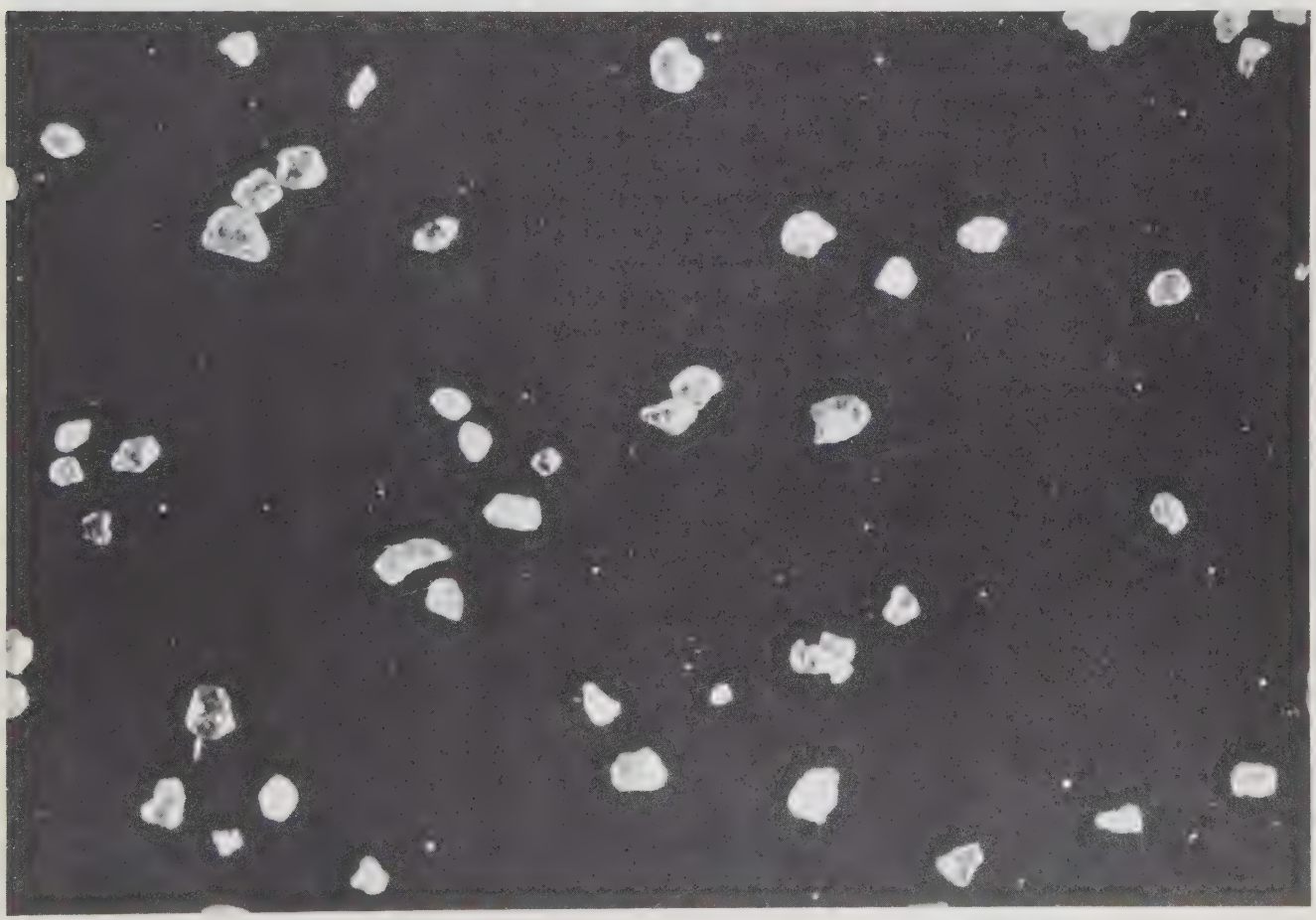
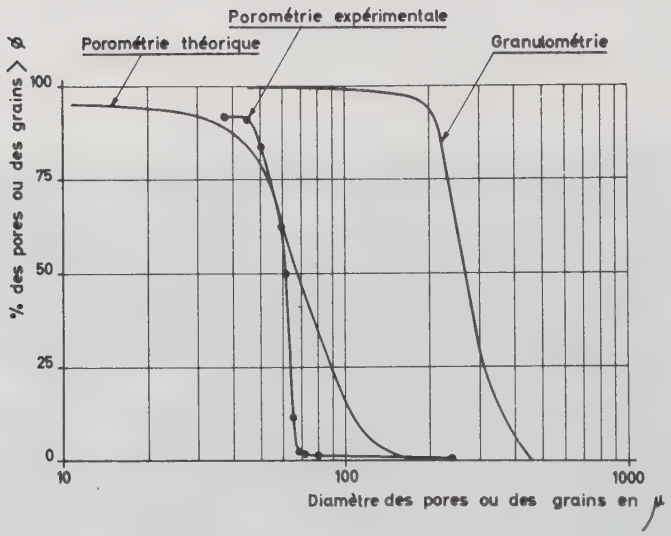


Fig. : 2.4 Microphotographie du sable de Fontainebleau.

(agrandissement x 24)

L'analyse mécanique du matériau par tamisage nous a permis de tracer la courbe granulométrique (fig. 2.5) et d'en déduire la valeur de la surface spécifique qui est de l'ordre de 100 cm^2/g ou de 260 cm^2/cm^3 de matière solide.

Fig: 2.5 Granulométrie et porométrie du
sable de Fontainebleau
Densité sèche 1,72



Dans cette étude, le matériau a été compacté à des densités sèches élevées, de l'ordre de 1,72, pour éviter les structures instables, susceptibles d'évoluer après humidification ou percolation de l'eau.

Le poids spécifique des particules est en moyenne de 2,65.

2.3.2 - Sable d'El Oued

Il s'agit d'un sable du désert de la région d'El Oued, au Sahara. Du point de vue géologique, il se classe dans les formations du miocène.

Du point de vue minéralogique, nous avons affaire à un sable presque exclusivement siliceux, les grains de quartz représentant 90 % du matériau en moyenne. On rencontre en petites quantités des minéraux lourds, comme l'épidote, le zircon et le rutile, et parfois la tourmaline et les grenats. Du gypse et du calcaire sont aussi présents, ainsi que des

oxydes de fer qui colorent légèrement le sable. L'examen au microscope (fig. 2.6) montre que certaines particules sont émoussées et luisantes, ce qui dénote une très longue usure dans l'eau, alors que d'autres, sous l'action du vent, sont devenues mates.

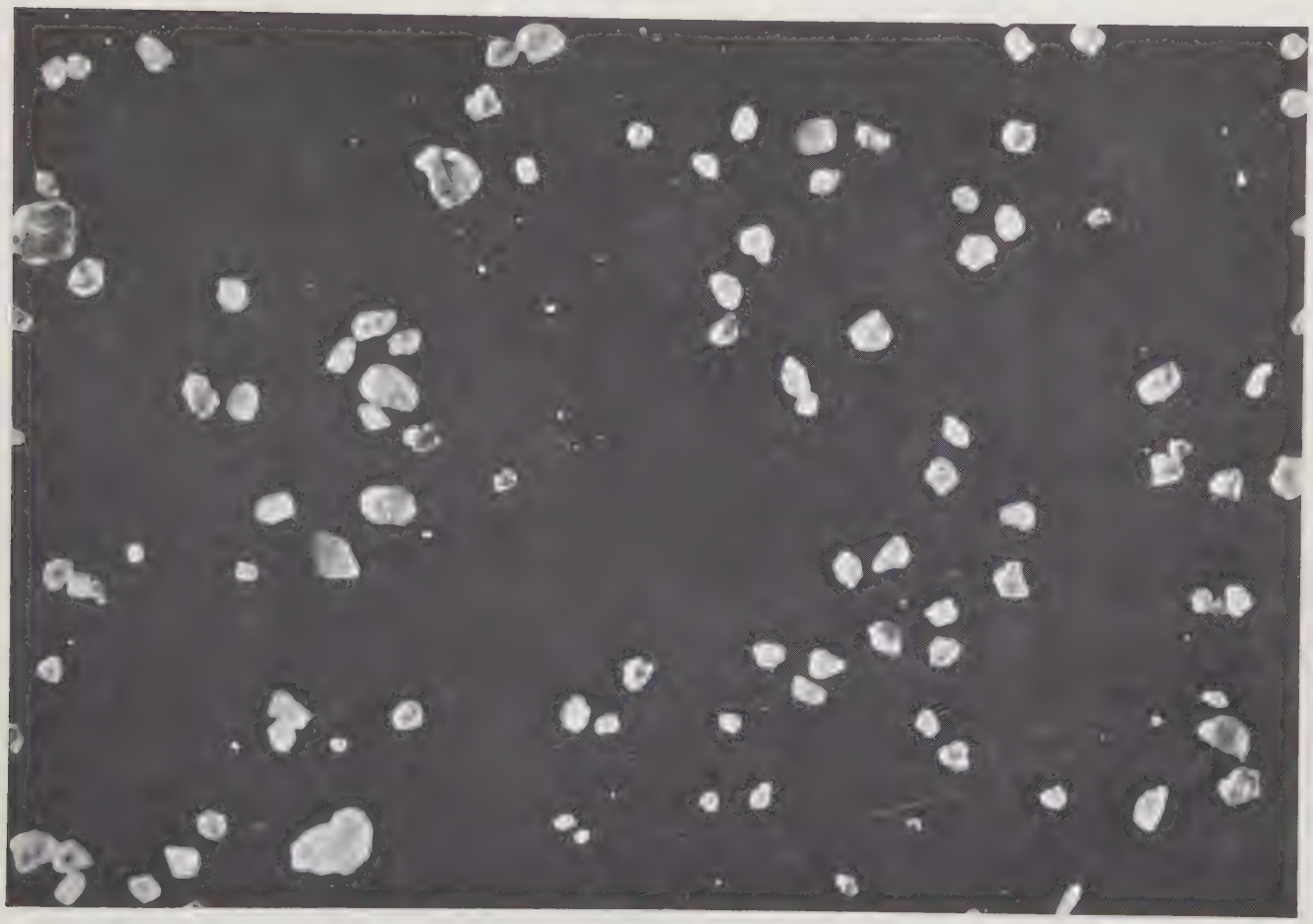


Fig. : 2.6 Microphotographie du sable d'El Oued
(agrandissement x 24)

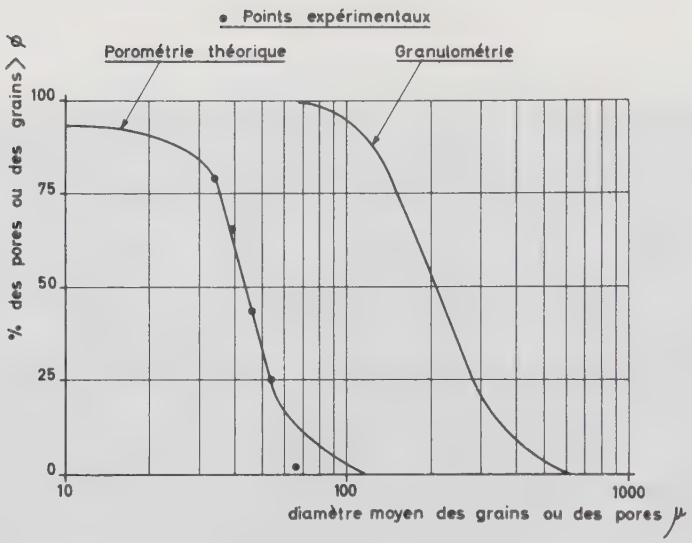
La courbe granulométrique a été déterminée par tamisage (fig. 2.7). En admettant que les particules sont sensiblement sphériques, nous avons calculé à partir de la courbe granulométrique la surface spécifique :

$S_w = 135$ cm²/g et $S_v = 360$ cm²/cm³ de matière solide.

Le poids spécifique des grains est en moyenne de 2,65.

Pour l'étude des échanges d'eau, nous avons amené systématiquement le matériau à une densité sèche de 1,80.

Fig: 2.7 Granulométrie et porométrie du sable d'El Oued
Densité sèche : 1,80



2.4 - Etude expérimentale de l'énergie libre du système eau-sable

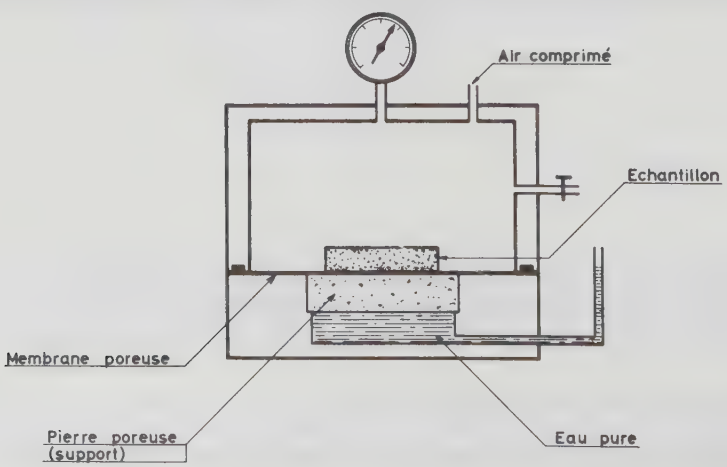
Pour déterminer la relation succion ou énergie libre de l'eau en fonction de la teneur en eau du corps poreux, nous avons fait appel à un ensemble de méthodes permettant de couvrir toute la plage des valeurs de succion depuis l'état sec à l'état saturé des matériaux.

2.4.1 - Méthodes expérimentales

Dans le tableau 2.2. nous indiquons l'ensemble des méthodes dont nous disposons pour ces mesures. Nous avons groupé les méthodes de mesure en deux grands groupes : méthodes directes et méthodes indirectes. Les méthodes directes ne font intervenir que la phase liquide des sols, ce qui les distingue des méthodes indirectes.

Dans toutes les méthodes directes (fig. 2.1 et 2.8) on cherche à déterminer pour chaque teneur en eau de l'échantillon intact ou remanié selon le problème particulier à étudier, les conditions d'équilibre du sol avec de l'eau libre. Pour

Fig: 2.8 Chambre de pression



certaines de ces méthodes (plaque de succion, tensiomètre, centrifugeuse), l'équilibre est atteint par la mise en dépression de l'eau libre en contact avec le sol par l'intermédiaire d'une plaque poreuse, cette dépression mesurant la succion du sol. Dans le cas de la chambre de pression, l'eau libre est maintenue à la pression atmosphérique, mais l'échantillon au contraire est soumis à une pression appliquée par de l'air comprimé. Pour des argiles saturées, la courbe de succion peut être déterminée à l'œdomètre et dans ce cas la pression est transmise au sol par un piston.

TABLEAU 2.2

Méthodes de mesure de la succion

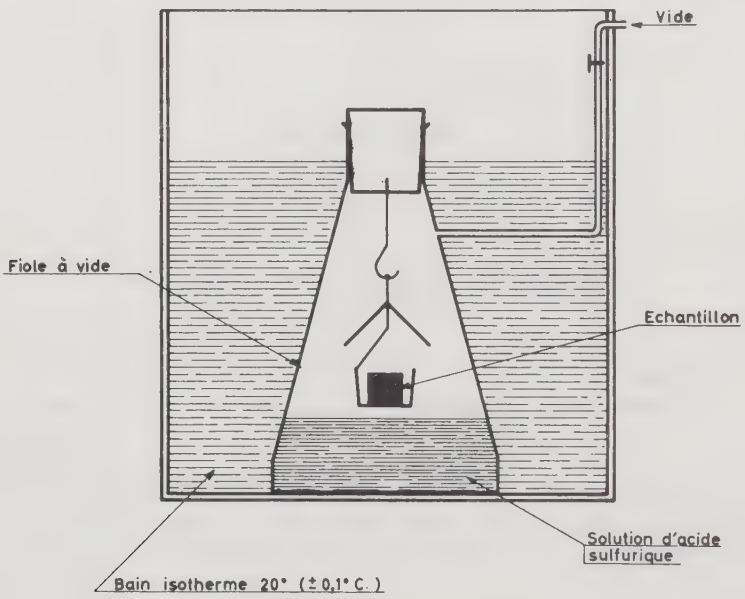
	En laboratoire	Dans le domaine de l'échelle des pF
Méthodes directes	Plaque de succion (fig. 2.1)	pF 0 - pF 3
	Tensiomètre	pF 0 - pF 3
	Centrifugeuse	pF 3 - pF 4,5
	Chambre de pression (fig. 2.8)	pF 0 - pF 5
	Œdomètre (pour les argiles saturées seulement)	pF 2 - pF 4
	Colonnes de sols (pour les sables seulement)	pF 0 - pF 3
Méthodes indirectes	Cryomètre	pF 3 - pF 4
	Dessiccateur sous vide (fig. 2.9)	pF 4,5 - pF 7
	Balance d'adsorption	pF 4,5 - pF 7

L'organe essentiel de tous ces appareils est la pierre poreuse qui doit avoir les pores suffisamment petits pour que l'air ne passe pas à travers, sous la différence de pression existant de part et d'autre de la membrane poreuse, tout en assurant la continuité de la phase liquide de l'échantillon avec l'eau du réservoir. Les appareils à dépression sont limités à un pF égal à 3, exception faite de la centrifugeuse qui permet d'obtenir des dépressions supérieures à dix atmosphères. La chambre de pression peut être utilisée jusqu'à des valeurs de l'ordre de pF = 5, et sur certains appareils spécialement étudiés on peut atteindre des pF de l'ordre de 6. Dans ces cas toutefois, il devient très délicat d'assurer la continuité de l'eau de part et d'autre de la membrane poreuse.

En général, pour des valeurs du pF supérieures à 4,5 il faut recourir à des méthodes indirectes. Une des méthodes couramment utilisées consiste à introduire un échantillon dans un dessiccateur sous vide où l'humidité est contrôlée par une solution d'acide sulfurique de concentration connue (fig. 2.9). La succion est proportionnelle au logarithme du degré hygrométrique de l'atmosphère, à l'équilibre. La balance d'adsorption est un raffinement de cette méthode permettant

d'effectuer la mesure continue de la teneur en eau d'équilibre du matériau pour les différents degrés hygrométriques. Le cryomètre utilise l'abaissement du point de fusion de l'eau en fonction de l'énergie libre de l'eau retenue.

Fig: 2.9 Dessiccateur à solution d'acide sulfurique sous vide.



Dans nos essais nous avons employé la plaque de succion, la chambre de pression et les colonnes des sols, et pour les pF élevés le dessiccateur sous vide, à l'acide sulfurique.

Sur la planche 2.1 nous donnons quelques photos du matériel utilisé.

2.4.2. - Courbes de succion

Nous avons déterminé pour chacun des deux sables, la variation de la succion avec la teneur en eau, par les méthodes décrites précédemment.

Cette détermination a été effectuée tout d'abord avec un matériau complètement saturé, de succion nulle, et qui a été ensuite soumis à des succions croissantes et s'est successivement desséché. Le matériau compacté à la densité choisie a séjourné progressivement sur la plaque de succion, dans la chambre de pression et finalement dans le dessiccateur sous vide, en commençant par celui à pF = 4,5 et finissant par celui à pF = 7. A la fin de ce cycle, le matériau se trouvait complètement desséché.

Ensuite, nous avons opéré sur un matériau sec et nous lui avons fait subir le même cycle d'opérations en sens inverse en diminuant successivement la succion à laquelle le matériau est soumis, ce qui entraîne l'humidification ou l'imbibition graduelle du matériau.

Nous avons obtenu de cette façon deux courbes de succion correspondant aux deux états initiaux des matériaux : état sec et état saturé. Ce sont respectivement les courbes d'imbibition et de drainage.

Sur les figures 2.10 et 2.11 sont représentées les courbes de succion pour le sable de Fontainebleau et pour le sable d'El Oued, en fonction du pF et de la teneur en eau pondérale.

Fig: 2.10 Courbes de succion pF(w)
du sable de Fontainebleau
Densité sèche : 1,72

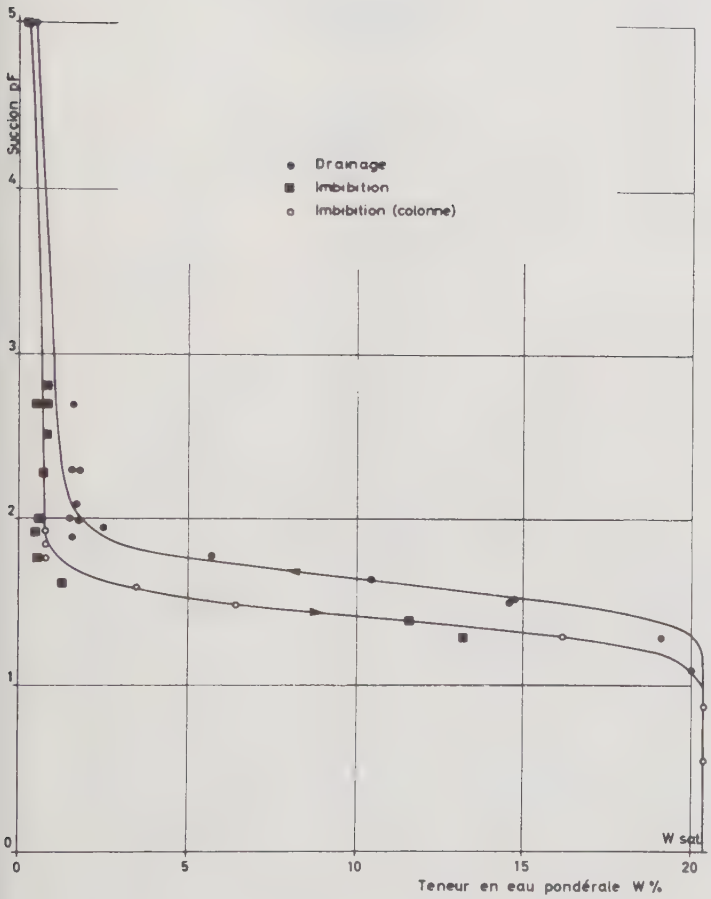
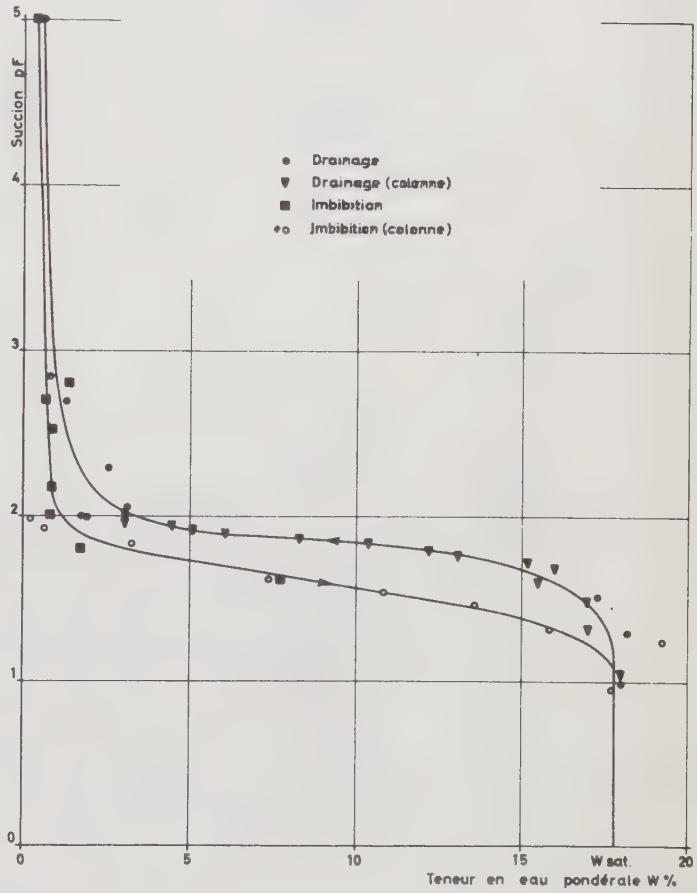


Fig: 2.11 Courbes de succion pF(w)
du sable d'El Oued
Densité sèche : 1,80

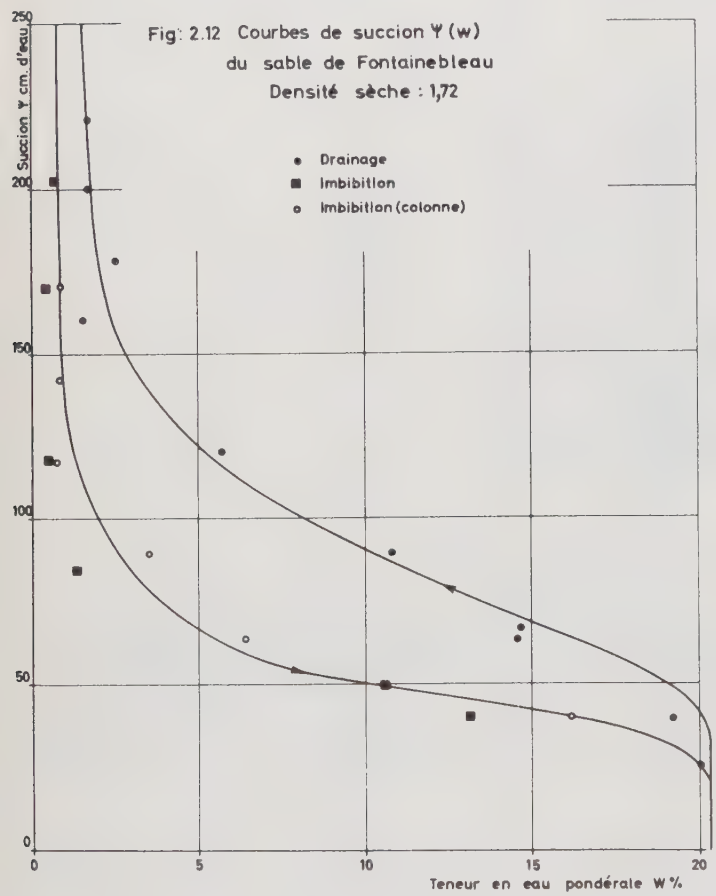


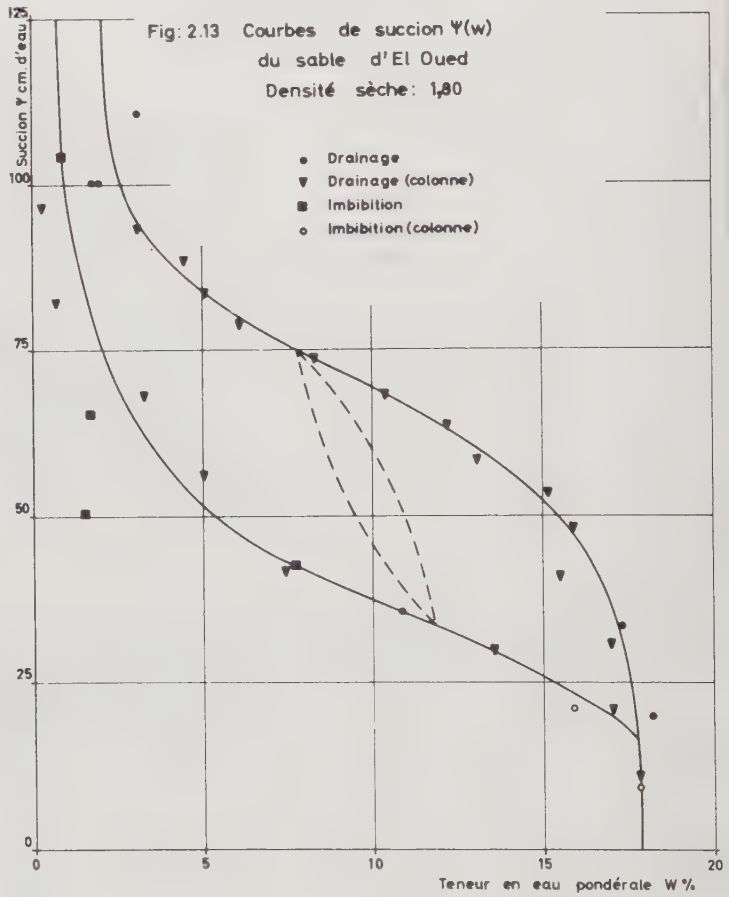
Aussi bien pour le sable de Fontainebleau que pour le sable d'El Oued, les graphiques montrent une hystérésis entre les courbes d'imbibition et de drainage. Nous avons représenté, dans une échelle linéaire, en fonction de la teneur en eau et du degré de saturation, les mêmes résultats, en nous limitant à une succion maximale de 2 mètres d'eau (fig. 2.12, 2.13, 2.14 et 2.15).

L'explication de cette hystérésis peut être recherchée dans l'effet de goulot. En effet, les pores présentent un rétrécissement de section suivi d'un épanouissement, qui constitue un véritable goulot. Au fur et à mesure du drainage d'un sol saturé, on peut isoler à l'intérieur des pores des quantités d'eau considérables. Par contre, lors de l'humidification

du matériau, l'humidité se concentre tout d'abord dans les régions de plus faible diamètre, ce qui fait que des bulles d'air peuvent rester emprisonnées dans les gros pores.

Remarquons aussi que la surface de la boucle d'hystérésis dépend de l'amplitude des variations de succion. Pour un cycle intermédiaire (fig. 2.13), l'hystérésis est beaucoup moins accentuée.





Les courbes 2.14 et 2.15 permettent de ramener les courbes à une même échelle des abscisses et mettent en évidence l'influence de la granulométrie, et tout particulièrement de la surface spécifique sur la relation ψ (S). En effet, le sable d'El Oued qui a une surface spécifique plus grande manifeste pour des succions identiques un coefficient de remplissage des pores plus élevé.

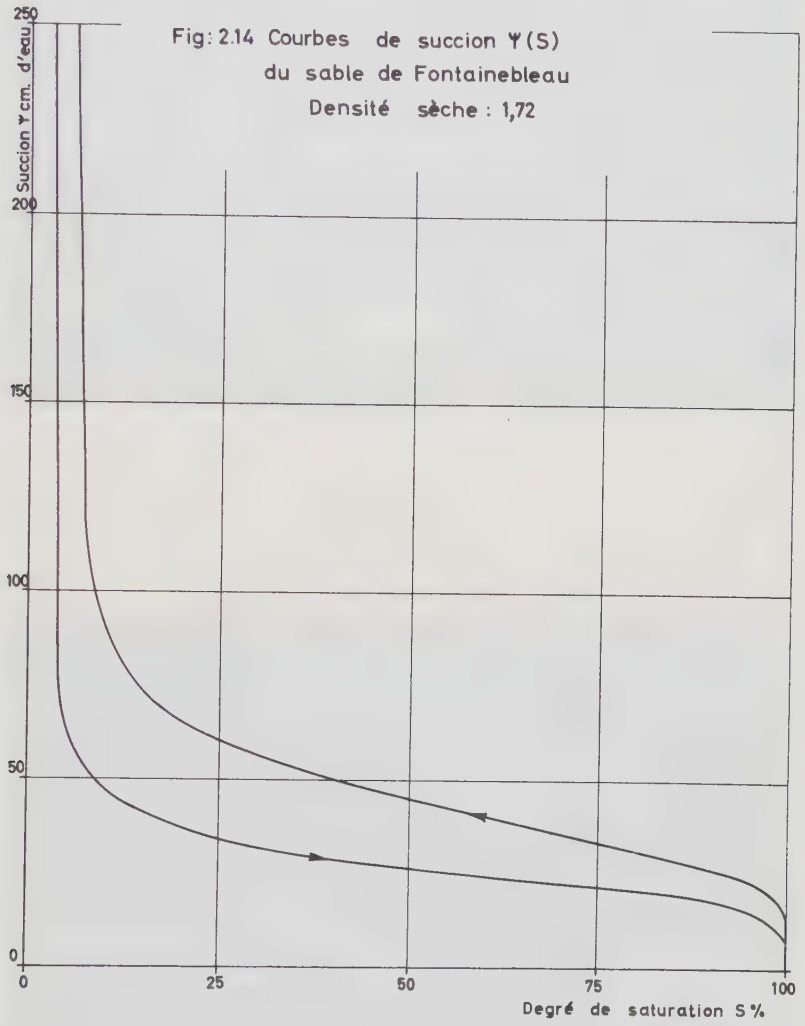
L'examen des courbes de succion montre l'existence de trois zones distinctes :

— **Corps saturé,** sans phase gazeuse continue.

Le matériau subit des succions sans changement de teneur en eau. La courbure des ménisques des pores superficiels augmente et équilibre la dépression appliquée. La succion maximale ne dépasse guère 20 ou 25 cm d'eau.

— **Corps semi-saturé** (eau funiculaire), avec deux phases, liquide et gazeuse, continues.

Cette zone de la courbe de succion est caractérisée par la vidange de la plupart des pores (sur la courbe de drainage) l'eau se réfugiant successivement dans les pores les plus étroits, et entraînant finalement la division de la phase liquide.



— **Corps à phase liquide divisée** (eau pendulaire).

Les variations de teneur en eau sont très peu accentuées et elles interviennent surtout par des échanges en phase vapeur, la perméabilité à l'eau liquide étant devenue pratiquement nulle.

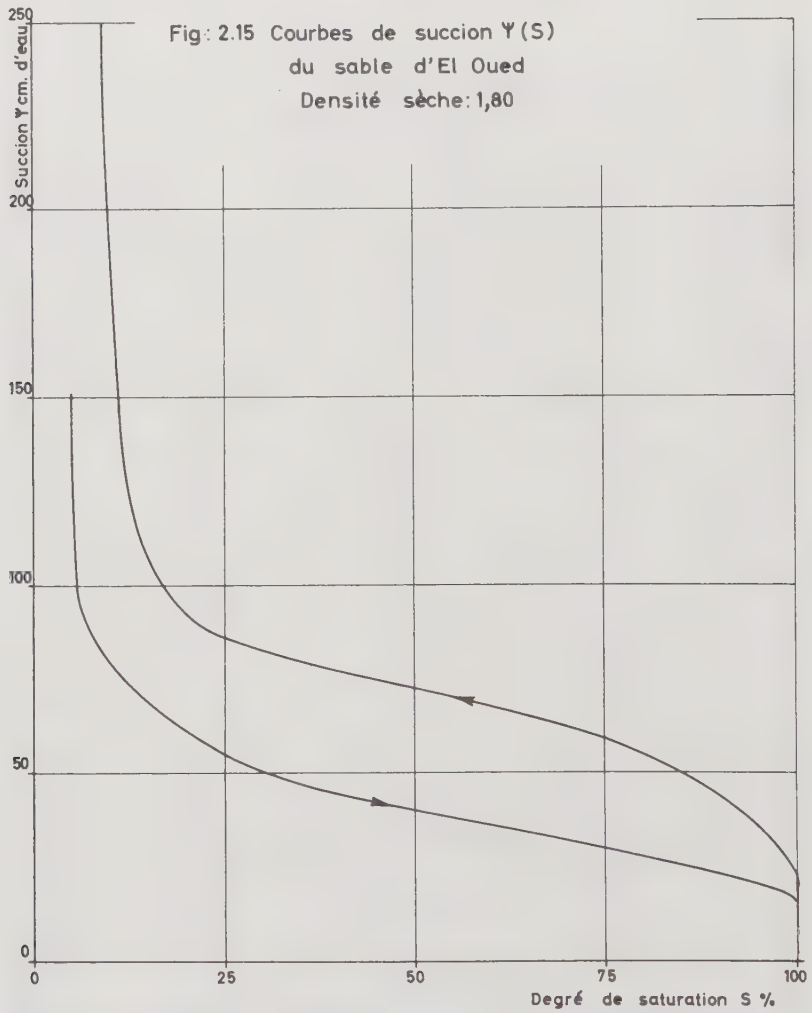
En examinant, dans le chapitre suivant, la perméabilité de ces matériaux à l'eau on trouvera confirmation de ce point.

2.5 - Discussion et interprétation de la relation succion-teneur en eau

Entre les forces de rétention de l'eau dans les sols on peut distinguer :

— **les forces d'adsorption,** forces du type Van der Waals, London, d'un rayon d'action très réduit. D'après les

expériences classiques de Quincke sur les phénomènes capillaires le rayon d'action ne dépasserait pas 0,05 μ. Terzaghi et Peck avancent le chiffre de 0,1 μ pour les sols. Appelons π l'énergie mise en jeu par ces forces par unité de volume d'eau ;



— **les forces de pression**. La courbure des ménisques dans les pores crée au voisinage de l'interface une dépression dans l'eau, fonction du rayon de courbure moyen. La pression dans l'eau peut d'ailleurs varier à l'intérieur de la masse d'eau. Soit P la pression ;

— **les forces osmotiques** provenant de la présence de sels dans l'eau et du complexe adsorbé au voisinage de la particule (équilibre de Donnan). Désignons par ω la pression osmotique correspondante.

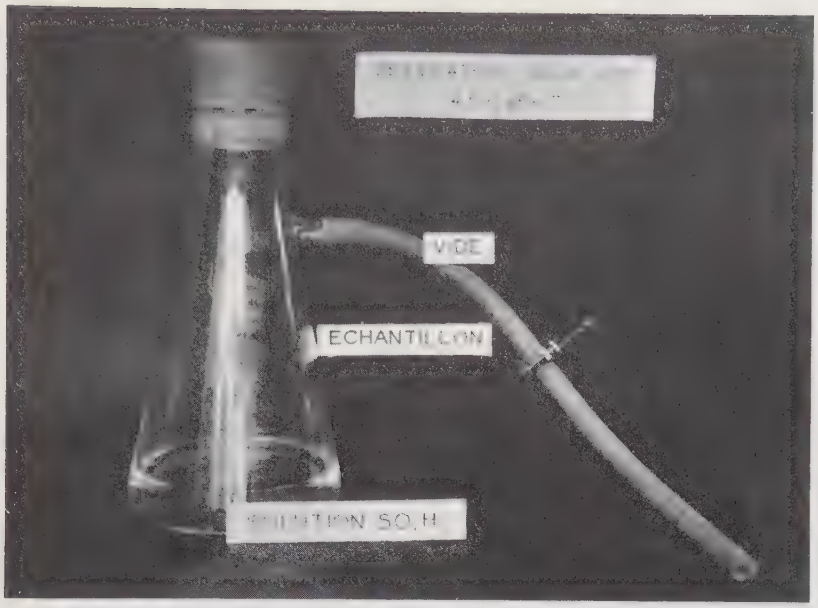
Le potentiel capillaire (ou succion) est en définitive la résultante de ces actions, et nous pouvons écrire :

$$\psi = P - \omega - \pi \qquad (2.10)$$

Etant donné le faible rayon d'action des forces d'adsorption, la quantité d'eau retenue par ces effets est en général assez faible. Pour les matériaux qui nous concernent, cette quantité est de l'ordre de :

$$w = 100 \text{ cm}^2/\text{g} \times 0{,}1 \ \mu \times 10^{-4} = 0{,}1 \ \%$$

en prenant pour surface spécifique la valeur de 100 cm²/g.



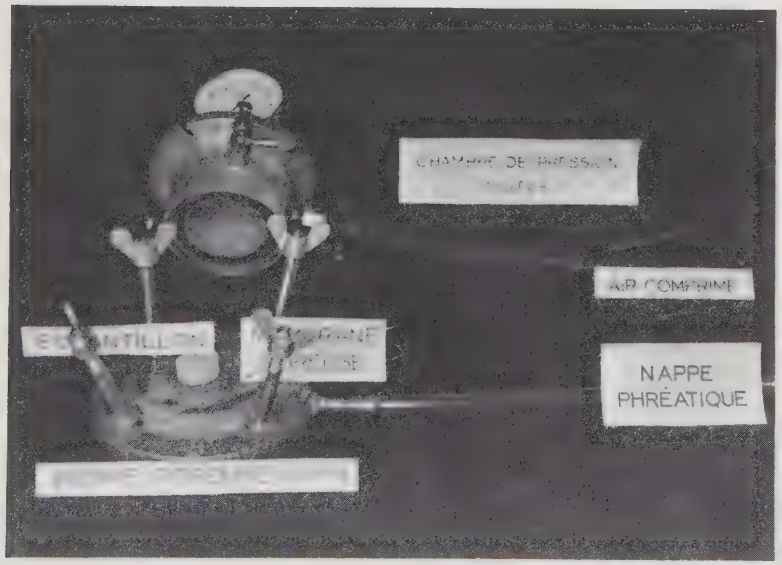


Planche 2.1 Appareils pour la mesure
de la succion des sols.

Par contre, le terme ω peut atteindre des valeurs assez élevées surtout aux faibles teneurs en eau, la concentration en sels augmentant à ce moment. Un calcul simplifié basé sur la loi de Vant'Hoff des solutions étendues montre que pour les concentrations habituelles dans les eaux la pression osmotique peut varier entre 100 et 500 g/cm². Pour l'eau pendulaire, si on envisage une augmentation de la concentration de l'ordre de 100, $10 < \omega < 50$ kg/cm².

Les méthodes de mesures directes de la succion ne nous donnent que le terme P. Par contre, la détermination indirecte par la méthode du dessiccateur ou par cryoscopie nous fournit la somme des trois termes.

Du point de vue de l'ingénieur, le terme important est le terme P, qui intervient dans la stabilité des sols.

Toutefois, dans cette étude, nous avons pris la précaution de délaver au préalable les sols et de les saturer à l'eau distillée pour éviter l'influence de la pression osmotique.

On peut donc pour les sables essayés, écrire :

$$\psi = \frac{2\,A}{a} \qquad (2.11)$$

ce qui nous permet de déterminer la porométrie du milieu, à partir des courbes de succion. Il est évident, étant donné la multiplicité des courbes de succion que nous n'aurons pas une définition précise du spectre des pores. Cette détermination effectuée pour les courbes de succion de drainage nous a permis de tracer les courbes porométriques des deux sables, données sur les figures 2.5 et 2.7.

On peut dire que dans le cas des matériaux pulvérulents la relation (ψ, w) est une relation essentiellement géométrique, le rayon de courbure a étant directement relié à la teneur en eau. Toutefois, la complexité de la géométrie de l'espace interstitiel nous oblige à recourir à l'expérimentation pour la déterminer. Sa connaissance nous permet cependant de déduire les propriétés du milieu en ce qui concerne la rétention et le déplacement de l'eau.

TABLEAU 2.3

SABLE DE FONTAINEBLEAU

Analyse granulométrique

Tamis AFNOR modules	Classe de diamètre mm	Diamètre moyen en mm d_i	% de particules dans chaque classe f_i	% cumulés
> 31	> 1,00			
31-29	1,00 -0,63	0,80		
29-28	0,63 -0,50	0,57		
28-27	0,50 -0,40	0,45	0,86	0,86
27-26	0,40 -0,315	0,357	8,45	9,31
26-25	0,315-0,25	0,282	33,74	43,05
25-24	0,25 -0,20	0,225	43,80	86,85
24-23	0,20 -0,16	0,180	10,08	96,93
23-22	0,16 -0,125	0,142	1,50	98,43
22-21	0,125-0,100	0,112	0,49	98,92
21-20	0,10 -0,08	0,090	0,34	99,26
20-19	0,08 -0,063	0,071	0,11	99,37
19-18	0,063-0,050	0,056	0,35	99,72
18-17	0,050-0,040	0,045	0,18	99,90
< 17	< 0,040	< 0,040	0,00	

$$S_w = \frac{1}{100}\,\frac{1}{\delta}\,\Sigma f_i\,\frac{6}{d_i} = 96{,}5 \text{ cm}^2/\text{g}$$

$$S_v = 255{,}8 \text{ cm}^2/\text{cm}^3$$

TABLEAU 2.4

SABLE DE FONTAINEBLEAU

Résultat des essais de succion

Densité sèche = 1,72

Teneur en eau de saturation = 20,4 %

DRAINAGE				IMBIBITION				Méthode d'essai
Succion		Teneur en eau	Degré de saturation	Succion		Teneur en eau	Degré de saturation	
cm d'eau	pF	w %	S %	cm d'eau	pF	w %	S %	
5,0	0,70	21,8	100,0	3,6	0,56	20,4	100	
10,0	1,00	17,0	83,4	7,5	0,88	20,5	100	
13,0	1,11	20,0	98,0	20,0	1,30	13,2	64,6	
20,0	1,30	19,1	93,6	20,5	1,31	16,2	79,4	
32,0	1,50 (5)	14,6	71,6	25,0	1,40	11,6	51,8	
33,6	1,52 (5)	14,7	72,1	32,4	1,51	6,4	31,9	
45,0	1,65	10,8	53,0	42,0	1,62	1,3	6,4	plaque de succion
60,5	1,78	5,6	27,4	45,0	1,65	3,5	17,2	
80,0	1,90	1,5	7,4	58,6	1,77	0,6	2,9	colonne de sable
89,0	1,95	2,5	12,2	59,0	1,77	0,5	2,4	
100,0	2,00	1,7	8,3	71,3	1,85	0,8	3,9	et
110,9	2,05	1,5	7,4	85,0	1,93	0,5	2,4	
130,0	2,11	1,6	7,8	85,2	1,93	0,7	3,4	chambre de pression
194,9	2,29	1,7	8,3	101,0	2,00	0,6	2,9	
200,0	2,30	1,5	7,4	189,2	2,28	0,6	2,9	
497,0	2,70	1,5	7,4	204,3	2,30	0,6	2,9	
670,2	2,83	0,6	2,9	320,0	2,50	0,7	3,4	
683,7	2,89	0,6	2,9	489,5	2,70	0,6	2,9	
				501,3	2,70	0,6	2,9	
				666,3	2,82	0,7	3,4	
	4,5				4,5			
	5,0	0,2	1,0		5,0	0,2	1,0	
	5,5				5,5			dessiccateur sous vide solutions de SO_4H_2
	6,0	0,2	1,0		6,0	0,2	1,0	
	6,5				6,5			
	7,0	0,1	0,5		7,0	0,1	0,5	

TABLEAU 2.5

SABLE D'EL OUED

Analyse granulométrique

Tamis AFNOR modules	Classe de diamètre mm	Diamètre moyen en mm d_i	% de particules dans chaque classe f_i	% cumulés
> 31	> 1,00		(0,025)	
31-29	1,00 -0,63	0,8	0,3	0,3
29-28	0,63 -0,50	0,57	0,9	1,2
28-27	0,50 -0,40	0,45	2,9	4,1
27-26	0,40 -0,315	0,357	8,9	13,0
26-25	0,315-0,25	0,282	12,0	25,0
25-24	0,25 -0,20	0,225	22,1	47,1
24-23	0,20 -0,16	0,18	10,6	57,7
23-22	0,16 -0,125	0,142	22,5	80,2
22-21	0,125-0,10	0,112	13,5	93,7
21-20	0,10 -0,08	0,09	2,5	96,2
20-19	0,08 -0,063	0,071	2,8	99,0
19-18	0,063-0,050	0,056	0,3	99,3
18-17	0,050-0,040	0,045	0,5	99,8
> 17	> 0,040	0,040	0,2	
			100,0	

$$S_w = \frac{1}{100}\frac{1}{\delta}\ \Sigma f_i \frac{6}{d_i} = 135{,}6\ \text{cm}^2/\text{g}$$

$$S_v = 360\ \text{cm}^2/\text{cm}^3$$

TABLEAU 2.6

SABLE D'EL OUED

Résultat des essais de succion

Densité sèche : 1,80

Teneur eau de saturation = 17,80 %

DRAINAGE				IMBIBITION				Méthode d'essai
Succion		Teneur en eau	Degré de saturation	Succion		Teneur en eau	Degré de saturation	
cm d'eau	pF	w %	S %	cm d'eau	pF	w %	S %	
5,00	0,70	20,6	100	9,3	0,97	17,7	99,5	
10,0	1,00	16,7	93,8	17,6	1,25	19,2	100	
11,2	1,05	18,0	100	21,4	1,32	15,9	89,2	
20,0	1,30	18,2	100	29,8	1,47	13,6	76,4	
21,2	1,32	17,0	95,5	35,7	1,55	10,9	61,2	
31,2	1,49	17,0	95,5	42,0	1,62	7,4	41,6	
33,5	1,52	17,3	97,3	42,6	1,62	7,7	43,2	
41,2	1,61	15,5	87	55,9	1,75	5,1	28,7	
48,7	1,69	15,9	88,3	65,2	1,81	1,7	9,5	plaque de succion colonne de sable et chambre de pression
53,7	1,73	15,2	85,4	68,0	1,83	3,3	1,8 (5)	
58,7	1,77	13,1	73,5	82,4	1,92	0,7	3,9 (3)	
63,7	1,80	12,2	68,5	96,4	1,98	0,3	1,6 (8)	
68,7	1,84	10,4	58,4	104,0	2,02	0,9	5,0 (5)	
73,7	1,87	8,3	46,6	144,7	2,18	0,8	4,5	
78,7	1,89	6,1	34,3	331,7	2,52	0,9	5,0 (5)	
83,7	1,92	5,1	28,7	501,0	2,70	0,7	3,9 (3)	
88,7	1,95	4,5	25,3	659,6	2,82	1,4	7,9	
93,7	1,97	3,1	17,4					
100,0	2,00	1,9	10,7					
100,0	2,00	1,8	10,1					
110,8	2,05	3,1	17,4					
198,9	2,30	2,6	14,6					
501,0	2,70	1,3	7,3					
699,7	2,84	0,8	4,5					
	4,5				4,5			
	5,0	0,47	2,8		5,0	0,4	2,2 (4)	Dessiccateur sous vide solutions de SO_4H_2
	5,5				5,5			
	6,0	0,3 (3)	6,0		6,0	0,2	1,1 (2)	
	6,5				6,5			
	7,0	0,2 (1)	1,1		7,0	0,1	0,5 (6)	

CHAPITRE III

PERMÉABILITÉ DES MILIEUX NON SATURÉS

3.1 - Introduction

Pour étudier les mouvements de l'eau retenue, il ne suffit pas de connaître le potentiel des forces de succion : il est indispensable de se rendre compte des possibilités de véhiculation du milieu poreux. Pour des matériaux sableux ceci correspond à déterminer la perméabilité d'un corps non saturé, en fonction de son degré de saturation.

La circulation de l'eau sous l'action de gradients de succion, suit la loi de Darcy comme il a été démontré par les travaux expérimentaux de plusieurs auteurs (Childs et Collis George 1950, par exemple) :

$$v_{liq} = -k \operatorname{grad} \Phi \tag{3.1}$$

ou : v_{liq} = débit en cm³ par cm² de section apparente/sec.

Φ = potentiel total de l'eau (charge hydraulique) = $\psi + z$ cm d'eau

ψ = succion ou potentiel capillaire cm d'eau

z = cote du point (ou plutôt de la section) prise par rapport à un plan de référence arbitraire.

k = coefficient de perméabilité cm/sec.

Contrairement à ce qui se passe dans les milieux saturés, k n'est pas une constante : la perméabilité est fonction de la teneur en eau et de la configuration de l'eau dans les pores.

3.2 - Etude expérimentale de la perméabilité des sables

3.2.1 - Montage

Le dispositif expérimental utilisé est essentiellement un perméamètre à hauteur constante adapté à la mesure de la perméabilité à l'eau sous dépression. A cet effet, l'échantillon de sol est pris entre deux pierres poreuses en contact avec de l'eau, qui jouent le rôle de barrières par rapport aux bulles d'air, et en même temps transmettent à l'eau du matériau la dépression appliquée.

Deux dépressions différentes sont appliquées de part et d'autre de l'échantillon, grâce à des régulateurs de vide placés sur une ligne à vide (fig. 3.1). L'éprouvette peut être disposée verticalement ou horizontalement.

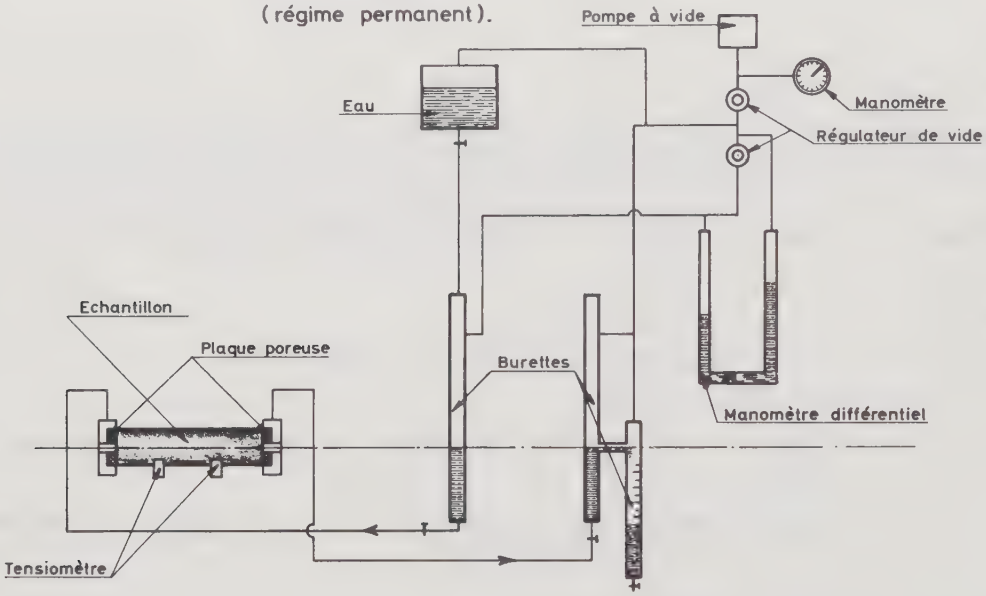
Le point délicat de cet appareil sont les pierres poreuses. Il faut en effet que la perméabilité de celles-ci soit suffisamment importante pour ne pas fausser les résultats des mesures, tout en ayant des pores suffisamment petits pour empêcher l'entrée d'air dans les circuits d'eau. Nous avons été amené, pour étudier la perméabilité des sables à envisager deux jeux de pierres pour le domaine de mesure qui nous intéressait. Pour les teneurs en eau élevées et jusqu'à des succions de l'ordre de 60 à 70 cm d'eau, nous avons utilisé des pierres en verre fritté N° 3 (diamètre des pores environ 30 μ), et au-delà et jusqu'à 2 m d'eau, des pierres N° 4 (diamètre des pores 10 μ). De toute façon, et avant chaque série d'essais, la perméabilité et la succion maximale des pierres sont déterminées systématiquement.

La perméabilité des pierres N° 3 est de l'ordre de 10^{-2} cm/sec et celle des pierres N° 4 légèrement supérieure à 10^{-3} cm/sec.

Dans nos essais nous avons utilisé des éprouvettes de 2 et 5 cm de longueur et environ 60 cm² de section dans lesquelles on noie, pour la mesure de la résistance du sable humide, deux anneaux métalliques. Sur les échantillons plus longs nous avons employé un empilage de 4 anneaux. La mesure de la résistance permet de suivre l'évolution de la teneur en eau dans le matériau pendant l'essai. Par ailleurs, on mesure directement, sur l'échantillon, avec des tensiomètres, le gradient de succion effectivement développé ce qui permet de détecter toute anomalie pendant l'essai, et de connaître les pertes de charge dans les pierres poreuses et au contact entre celles-ci et le sol.

L'essai est conduit de façon que pour chaque paire de valeurs de succion, à l'amont et à l'aval de l'échantillon, le débit écoulé soit constant, ce qui exige parfois de poursuivre l'essai pendant plusieurs heures. La valeur de la perméabilité est déterminée une fois le régime atteint, par application directe de l'équation de Darcy. Cependant, nous avons constaté dans quelques essais un blocage brusque avec arrêt de l'écoulement, ou un décrochement très sensible dans le débit écoulé, relié en toute probabilité à un changement de la configuration de l'eau à l'intérieur des pores. Les phénomènes de blocage ont été observés dans les pierres lorsqu'il y avait des sels solubles dans le sol. Aussi, avons-nous pris la précaution de délaver systématiquement les matériaux et avons opéré en circuit fermé, en faisant circuler l'eau au préalable plusieurs fois à travers l'échantillon et en contrôlant la conductivité de l'eau à l'entrée et à la sortie de l'échantillon.

Fig: 3.1 Principe du montage pour la mesure de la perméabilité des materiaux poreux. (régime permanent).



La perméabilité du matériau saturé a été déterminée dans un perméamètre ordinaire avec de l'eau distillée et dégazée. Le montage que nous venons de décrire a été vérifié avant chaque série d'essais en procédant à une détermination de la perméabilité du sol saturé.

Remarquons que pour les échantillons de faible épaisseur il y a lieu de tenir compte de la stratification du système d'écoulement qui comprend les deux pierres poreuses et le sol. Dans ce cas, la perméabilité déterminée k est :

$$k = \frac{e}{\frac{e_1}{k_1} + \frac{e_2}{k_2}} \qquad (3.2)$$

$e = e_1 + e_2$ = épaisseur totale du système.

e_1 = épaisseur du sol traversé, perméabilité k_1.

e_2 = épaisseur des pierres poreuses, perméabilité k_2.

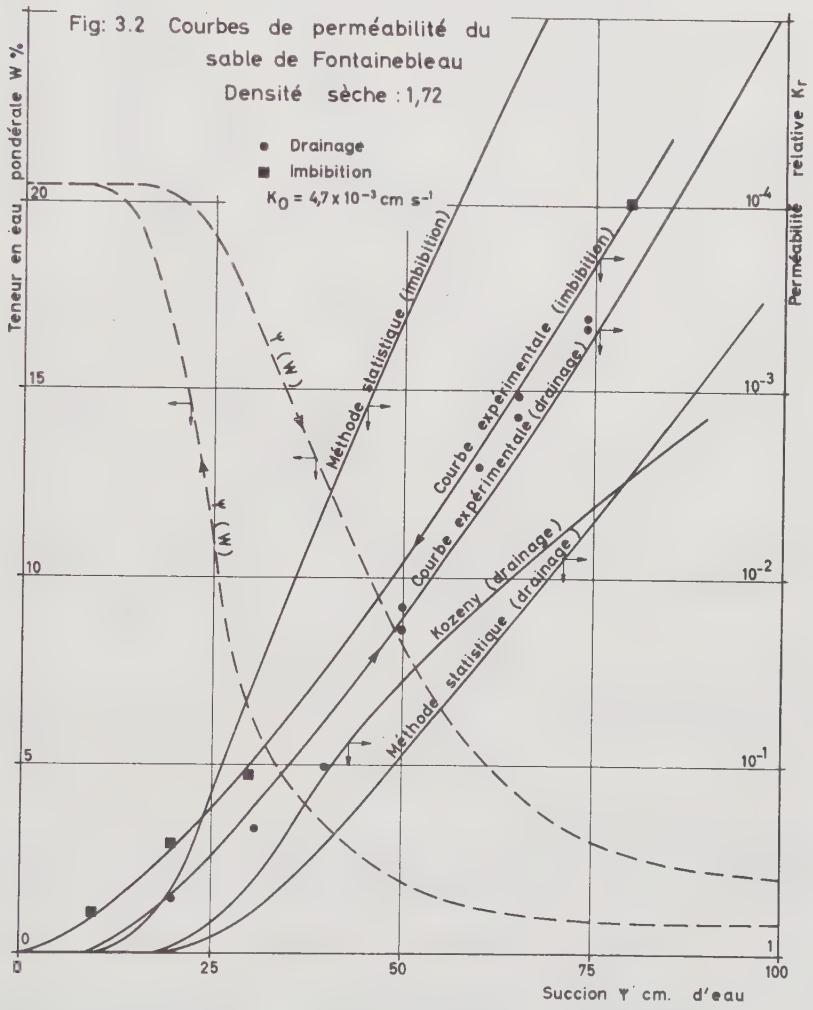
La perméabilité du sol k_1 doit être déduite de (3.2).

La résistance électrique du sol est déterminée entre anneaux de même diamètre, en ferronickel, coaxiaux, superposés et écartés d'un centimètre environ. Pour les mesures de résistance nous avons opéré en courant alternatif de 1000 Hz, et avec un pont Philips. La résistance est d'ailleurs une fonction de la fréquence de courant (Habib et Soeiro, 1957).

3.2.2 - Résultats expérimentaux

Nous donnons sur les figures 3.2 et 3.3 les résultats des mesures de perméabilité, exprimés en fonction du potentiel capillaire. En réalité, nous donnons la perméabilité relative qui est le rapport de la perméabilité à une certaine teneur en eau à la perméabilité du sol saturé.

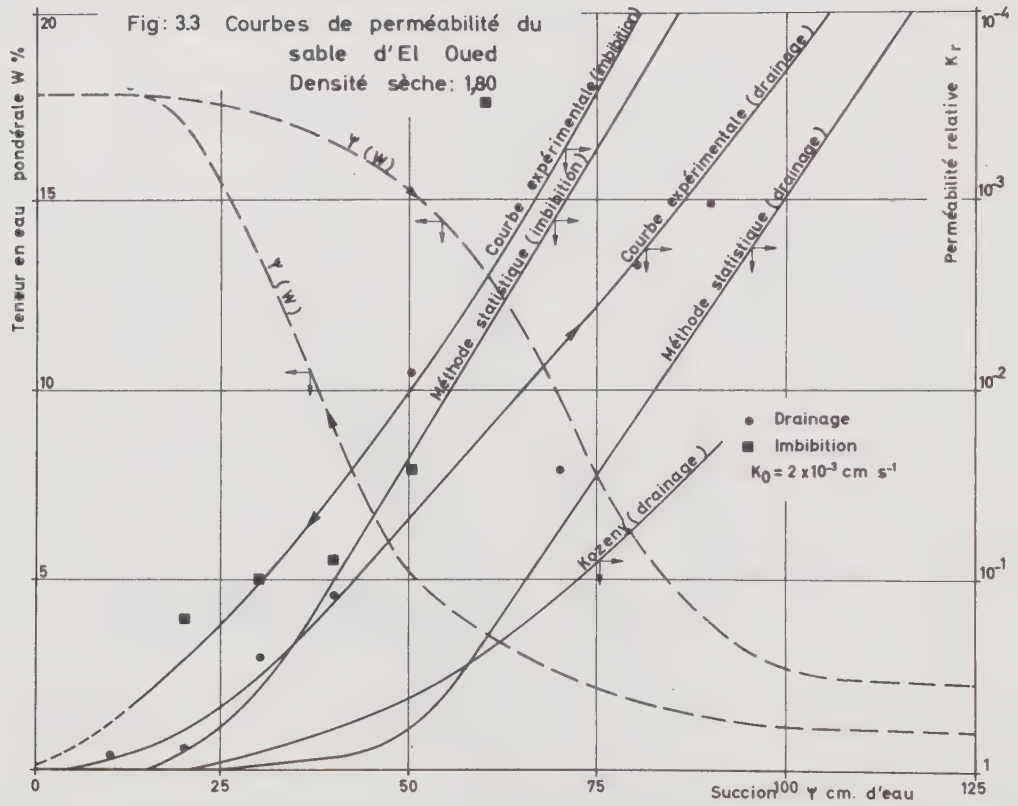
Les essais ont été effectués en soumettant le sable saturé à des succions successivement croissantes, et procédant à la mesure de la perméabilité pour chaque palier de succion. Le matériau se déplace, pendant cette partie des essais, sur une branche de drainage. Dès que l'écoulement devient négligeable, ce qui correspond pour les matériaux utilisés à des succions de 150 à 200 cm d'eau, on procède, par étapes, à l'abaissement de la succion pour retourner finalement à l'état saturé, par imbibition progressive.



Les courbes de perméabilité diffèrent, pour chaque sable, suivant que le sol évolue en drainage ou en imbibition, la perméabilité étant plus faible à succion égale, lorsque le matériau s'humidifie. Parallèlement à ce qui se passe avec la teneur en eau, pour les faibles succions, la perméabilité du matériau reste pratiquement constante. La diminution la plus accentuée de la perméabilité correspond au domaine de vidange des pores de la courbe de succion, soit à l'eau funiculaire. Le passage à l'eau pendulaire, avec isolement de la phase liquide se manifeste sur les courbes de perméabilité pour des succions de l'ordre de 1 m, point où les courbes accusent un raidissement accentué.

La correspondance entre l'allure de la courbe de succion et celle de la courbe de perméabilité semble montrer que la géométrie de l'espace interstitiel joue un rôle déterminant dans les transferts d'eau retenue. C'est ce que nous allons essayer de mettre en évidence dans le paragraphe suivant, en interprétant ces résultats à partir de la caractéristique de l'humidité des sols.

Il est intéressant de rapprocher les résultats de mesures de résistance électrique (fig. 3.4) des courbes de perméabilité hydraulique. On constate l'augmentation brutale de la résistance électrique dès que le degré de saturation descend en dessous de 30 $^{o}_{o}$, alors que pour les valeurs plus élevées du degré de saturation, la variation est beaucoup moins accentuée. Ceci est à rapprocher de la chute du coefficient de perméabilité pour des succions supérieures à 50 cm d'eau. L'électricité



circulant surtout dans les films d'eau, comme d'ailleurs, l'eau, la correspondance entre les deux phénomènes est tout à fait logique. Il est certain que l'étude de la circulation du courant électrique nous renseigne sur la circulation hydraulique, sans que toutefois les deux phénomènes soient rigoureusement identiques.

3.3 - Interprétation physique du coefficient de perméabilité des sables

L'étude expérimentale de la courbe de perméabilité des sables a révélé la grande sensibilité de la perméabilité à la teneur en eau ou au degré de saturation, au delà d'un certain seuil de succion qui pour les sables étudiés se situe au voisinage de 20 cm d'eau. En effet, au fur et à mesure que la teneur en eau diminue, la décroissance extrêmement rapide de la perméabilité traduit l'influence :

— de la diminution de la section efficace du milieu pour l'écoulement de l'eau ;

— de la vidange des pores de plus gros diamètre, qui sont les plus conducteurs à l'eau, avec pour conséquence, une diminution de la perméabilité beaucoup plus rapide que la diminution de la teneur en eau ;

— de l'augmentation du parcours des particules d'eau à l'intérieur du corps poreux en même temps que le degré de saturation décroît.

Il est évident que la désaturation du corps est accompagnée par la formation d'une phase gazeuse continue, et que la diminution de la perméabilité de la phase mouillante entraîne en contrepartie le développement d'une perméabilité à l'air qui atteindra sa valeur maximale alors que l'eau est pratiquement immobilisée dans les étranglements de l'espace interstitiel (eau pendulaire). A ce stade, la continuité de la phase mouillante étant brisée, la perméabilité à l'eau devient

pratiquement nulle, et celle de la phase gazeuse maximale. Dans tout le domaine de teneur en eau caractérisé par une continuité des deux phases liquide et gazeuse, le corps poreux peut être le siège d'un écoulement biphase. Ces écoulements ont une importance pratique considérable dans l'étude des réservoirs de pétrole. Toutefois dans le problème qui nous occupe, nous allons concentrer notre attention sur la phase liquide.

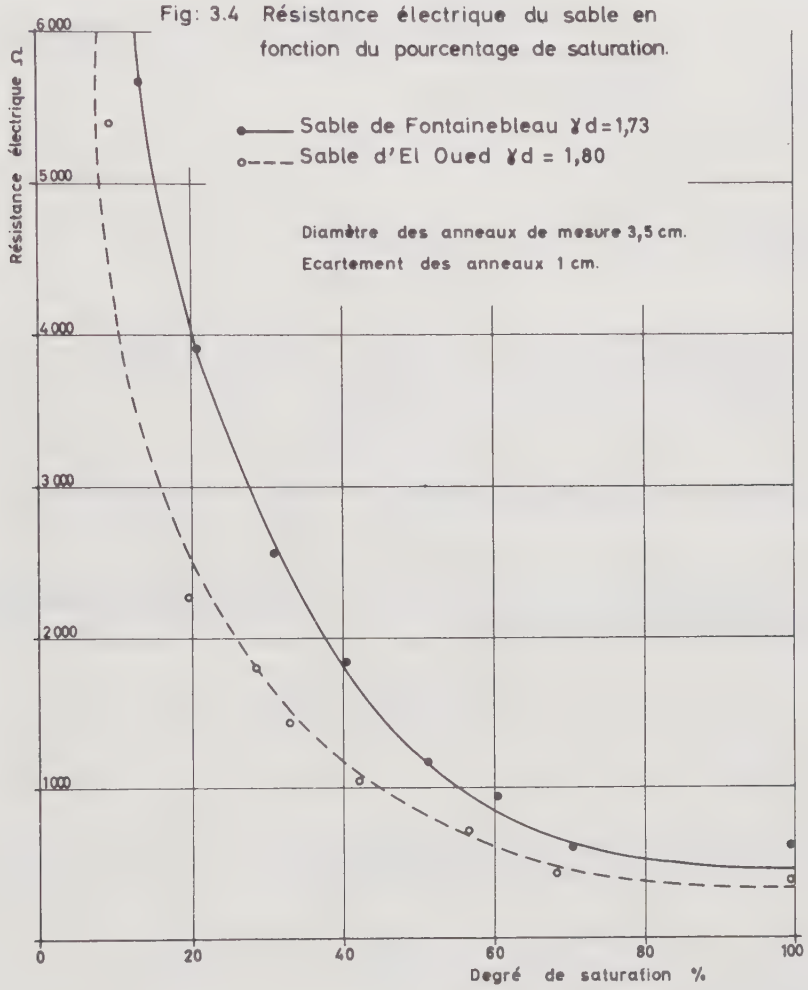


Fig: 3.4 Résistance électrique du sable en fonction du pourcentage de saturation.

La perméabilité des milieux poreux a été rattachée à différentes propriétés du milieu ou de l'espace interstitiel, comme par exemple la porosité, une dimension typique des particules, la surface spécifique. Dans l'étude de l'écoulement d'eau dans les milieux non saturés, il nous paraît tout indiqué de relier la perméabilité à la courbe de succion du corps.

A cet effet, nous allons recourir à des modèles pour représenter le corps.

3.3.1 - Modèle de Kozeny modifié

L'écoulement à travers un tube capillaire de section circulaire est donné par l'équation de Poiseuille :

$$v_e = \frac{1}{\mu} \frac{a^2}{8} \frac{\Delta p}{L} \tag{3.3}$$

où :

v_e = vitesse moyenne d'écoulement cm/sec

a = rayon du tube

Δp = différence de pression aux extrémités du tube
L = longueur du tube
μ = viscosité du liquide

Pour le cas général d'un tube de section quelconque, introduisons le rayon hydraulique m à la place du rayon du tube

$$m = \frac{\text{volume du tube}}{\text{surface mouillée}}$$

Pour un tube circulaire $m = \frac{a}{2}$ et l'équation 3-3 devient :

$$v_e = \frac{m^2}{2} \frac{1}{\mu} \frac{\Delta p}{L} \tag{3.4}$$

Sous cette forme, l'équation de Poiseuille est applicable à des tubes non circulaires. Il suffit alors de remplacer le facteur 2 par un facteur de forme c_0. Ce facteur est en général compris entre 2 et 3.

$$v_e = \frac{1}{c_0} m^2 \frac{1}{\mu} \frac{\Delta p}{L} \tag{3.4'}$$

Remarquons que les équations 3.3 et 3.4′ sont de forme identique à l'équation de Darcy. En effet, si nous exprimons Φ en unité de pression en (3.1), et mettons en évidence comme dans 3.3 et 3.4 la viscosité :

$$v = \frac{\bar{k}}{\mu} \operatorname{grad} \Phi \tag{3.1'}$$

où $\bar{k}$ est un coefficient caractéristique du milieu, homogène à une surface et indépendant du fluide. Dans le cas du tube circulaire $\bar{k} = m^2/2$.

Dans les équations 3.3 et 3.4 v_e est la vitesse effective, alors que dans 3.1′, v est la vitesse apparente, par rapport à la section totale du sol. De même $\Delta p/L$ est défini par rapport au parcours physique de l'eau dans le corps poreux. Si nous admettons, pour le moment, que le milieu est constitué par un assemblage de tubes capillaires, nous avons, faisant intervenir la porosité n et la longueur de l'échantillon l :

$$v_e = \frac{v}{n} \frac{L}{l} = \frac{1}{c_0} m^2 \frac{1}{\mu} \frac{\Delta p}{L}$$

d'où :

$$v = \left(\frac{1}{c_0} m^2 n\right) \left(\frac{l}{L}\right)^2 \left(\frac{1}{\mu} \frac{\Delta p}{l}\right)$$

et d'après (3.1′) :

$$\bar{k} = \frac{m^2 n}{c_0 T} \tag{3.5}$$

où :

$$T = \left(\frac{L}{l}\right)^2 \tag{3.6}$$

représente la tortuosité du milieu.

Dans un milieu poreux saturé, le rayon hydraulique moyen m est le rapport du volume des pores par unité de volume du milieu, n à la surface spécifique par unité de volume du milieu $S_m = S_v (1 - n)$

$$m = \frac{n}{S_m} \tag{3.7}$$

d'où :

$$\bar{k} = \frac{1}{c_0 T} \frac{n^3}{S^2_m} = \frac{1}{c} \frac{n^3}{S^2_m} \tag{3.8}$$

qui est l'équation de Kozeny, où $c = c_0 T$ est la constante de Kozeny.

Cette constante est le produit de deux facteurs : un facteur de forme c_0, compris entre 2 et 3 en général, et la tortuosité T. D'après les expériences de Carman sur les milieux sableux saturés, on admet que, en moyenne, les filets de courants font un angle de 45° avec la direction de l'écoulement macroscopique ce qui revient à une valeur de T = 2. La constante de Kozeny c prend des valeurs au voisinage de 5.

Toutefois, l'isomorphisme entre les phénomènes électriques et hydrauliques nous permet de faire une détermination indépendante de la tortuosité. Considérons en effet, un corps poreux saturé, et soit ρ_f la résistivité du fluide.

La résistance électrique du milieu saturé est :

$$R_m = \rho_f \frac{L}{nA} \tag{3.9}$$

où A est la section de l'échantillon de longueur l. La résistance électrique du même volume de fluide, mesurée avec les mêmes électrodes, également disposées, est :

$$R_f = \rho_f \frac{l}{A} \tag{3.10}$$

Appelons F le **facteur de résistivité** du milieu, comme il est courant dans l'industrie pétrolière, donné par le rapport :

$$F = \frac{R_m}{R_f} = \frac{L}{l}\frac{1}{n} = T^{1/2}\frac{1}{n} \tag{3.11}$$

d'où

$$T = F^2 n^2 \tag{3.12}$$

Nous avons admis que le rapport $\frac{L}{l}$ concernant l'écoulement électrique est le même que pour l'écoulement hydraulique, hypothèse qui n'est valable qu'en première approximation, les conditions à la limite des deux écoulements n'étant pas tout à fait identiques. Dans le cas des milieux saturés, l'introduction de la tortuosité aïnsi déterminée donne des résultats très encourageants (Wyllie et Spangler, 1952).

Dans le cas d'un milieu non saturé, comportant une phase conductrice, l'eau, nous pouvons généraliser la notion de facteur de formation défini par (3.11) de la façon suivante :

$$F(S) = T(S)^{1/2}\frac{1}{nS} \tag{3.13}$$

en faisant figurer, à la place de la porosité n la porosité utile nS, et la tortuosité T (S), correspondant au degré de saturation du corps.

Le rapport de (3.11) et (3.13) constitue l'**indice de resistivité** I relatif à la saturation S :

$$I(S) = \frac{F(S)}{F} = \left(\frac{T(S)}{T}\right)^{1/2}\frac{1}{S} \tag{3.14}$$

Ces expressions nous montrent que la mesure de la résistance électrique d'un matériau poreux doit nous renseigner sur la conductivité hydraulique du corps, et ceci pour les différents degrés de saturation de celui-ci.

Considérons maintenant le cas des sables non saturés.

Dans le modèle que nous utilisons, nous remplaçons les pores par des tronçons de tubes capillaires. L'équation de Laplace pour un tube capillaire de diamètre $2a$, nous donne la discontinuité de pression ψ au passage du ménisque :

$$\psi = \frac{2A}{a} \tag{3.15}$$

pour des tubes circulaires.

Si nous introduisons comme précédemment la notion de rayon hydraulique m nous pouvons généraliser, d'une façon approchée l'expression précédente pour des tubes de toute autre forme :

$$m = \frac{A}{\psi} \tag{3.16}$$

En réalité ici aussi, il faudrait faire figurer un facteur de forme.

Dans le cas d'un milieu poreux constitué par des pores identiques (équation 3.7) :

$$m = \frac{n}{S_m} = \frac{A}{\psi} \tag{3.17}$$

Un tel milieu n'existe pas. Dans tous les matériaux poreux il y a un spectre de pores, plus ou moins étendu suivant les cas. On peut cependant admettre que l'équation (3.17) est encore valable pour une certaine classe de pores correspondant à la succion ψ et au degré de saturation S. Considérons la classe de pores, définie par l'intervalle ($\psi + \Delta\psi$, S — ΔS), de porosité $n\Delta$S. L'expression 3.8 appliquée à cette classe de pores nous donne :

$$\bar{k}_i = \frac{1}{c} \frac{n\Delta S \, A^2}{\psi^2} \tag{3.18}$$

Le débit partiel correspondant à cette classe de pores est :

$$\Delta v = \bar{k}_i \frac{1}{\mu} \frac{\Delta p}{l} \tag{3.19}$$

En admettant que le milieu poreux est constitué par les différentes classes de pores en parallèle, et dans l'hypothèse où tous les pores sont conducteurs (milieu saturé)

$$v = \sum \Delta v = \bar{k} \frac{1}{\mu} \frac{\Delta p}{l} \tag{3.20}$$

d'où

$$\bar{k} = \frac{n A^2}{c} \sum \frac{\Delta S}{\psi^2} = \frac{1}{c} n A^2 \int_{S=0}^{S=I} \frac{dS}{\psi^2} \tag{3.21}$$

ou, explicitant la tortuosité (3.12) :

$$\bar{k} = \frac{A^2}{F^2 n c_0} \int_{S=0}^{S=1} \frac{dS}{\psi^2} \tag{3.22}$$

Si, par contre, le matériau n'est que partiellement saturé (degré de saturation S)

$$\bar{k}(S) = \frac{n A^2}{c(S)} \int_0^S \frac{dS}{\psi^2} \tag{3.23}$$

$$= \frac{A^2}{F^2(S) n S^2 c_0} \int_0^S \frac{dS}{\psi^2}$$

La perméabilité relative $k_r = \dfrac{\bar{k}(S)}{k}$ résulte immédiatement de 3.22 et 3.23 :

$$k_r = \frac{1}{I^2 S^2} \frac{\int_0^S \frac{dS}{\psi^2}}{\int_0^1 \frac{dS}{\psi^2}} \tag{3.24}$$

en faisant intervenir 3.14.

L'expression 3.20 présuppose que l'écoulement latéral est négligeable pour chaque classe de pores et que par ailleurs le coefficient de Kozeny $c = c_0 T$ est le même pour les différents pores. Si le milieu est statistiquement homogène, toute tranche mince découpée dans le corps contient le même échantillonnage de pores, et on peut admettre, sans trop d'erreur, que pour chaque tranche $v = \Sigma \Delta v$. Le milieu étant constitué en définitive par l'empilage de ces tranches minces, il est manifeste qu'un pore de diamètre donné débouchera, en général sur un ou plusieurs pores de diamètres différents, sur la tranche contiguë. Etant donné que pour chaque tranche nous avons tenu compte des résistances à l'écoulement des différentes classes de pores, on peut, même si les pores de la même classe sont reliés entre eux par des pores de classe différente, négliger la résistance de ceux-ci. Cette interconnexion des pores, caractéristique des milieux réels, justifie par ailleurs l'hypothèse de la constance de c pour toutes les catégories de pores.

Nous avons appliqué l'équation (3.24) aux deux sables pour calculer la perméabilité relative des matériaux en voie d'essorage. Le calcul comporte deux parties : détermination des intégrales à partir de la courbe de succion et calcul du terme I^2S^2 en fonction des résultats des mesures de résistance :

$$I(S) = \frac{F(S)}{F(1)} = \frac{R_m(S)}{R_m(1)} \tag{3.25}$$

qui équivaut à la définition (3.14).

Sur les figures 3.2 et 3.3 nous avons tracé les courbes ainsi déterminées. Dans le cas du sable de Fontainebleau, de granulométrie beaucoup plus serrée que celui d'El Oued, les valeurs théoriques de k_r pour les faibles succions ($\psi < 50$ cm d'eau) se rapprochent des valeurs expérimentales et les courbes présentent sensiblement les mêmes allures. Par contre, avec le sable d'El Oued la courbe théorique s'éloigne considérablement de la courbe expérimentale et on peut dire que la formule de Kozeny ne rend pas compte du phénomène. De même, dans le cas du sable de Fontainebleau, pour les valeurs élevées de ψ la courbe théorique s'éloigne de la courbe expérimentale.

Avec le sable d'El Oued, l'étalement du diamètre des pores est sensiblement plus important que dans le cas du sable de Fontainebleau et la faillite de l'équation de Kozeny est probablement reliée à l'importance de l'écoulement latéral. L'insuffisance de la formule aux succions élevées dans le cas du sable de Fontainebleau traduit le même défaut du modèle.

Nous allons essayer de remédier à ce défaut de la formule de Kozeny en faisant intervenir les séquences de pores dans le milieu.

3.3.2 - Méthode statistique

L'espace interstitiel est continu, et comporte une succession de renflements et d'étranglements constituant ce que nous appelons d'une manière assez imprécise les pores. La répartition des dimensions des pores est typique de chaque matériau, et pour un matériau statistiquement homogène les vides se trouvent distribués au hasard dans la masse du matériau. Le problème à résoudre est de déterminer la perméabilité d'un tel milieu, en fonction du taux de remplissage en eau des pores. Ce problème n'a pas reçu de solution théorique, et Childs et Collis George ont proposé une solution semi-empirique, justifiée surtout par les résultats satisfaisants obtenus sur les milieux sableux.

Soit $f(a)$ la fonction de distribution de l'espace interstitiel d'un sable, tel que $f(a)\,da$ représente la fraction du volume apparent occupé par des pores de rayon compris entre a et $a - da$. Une section à travers la masse de sol présentera également une proportion $f(a)\,da$ de la surface totale occupée par cette classe de pores. Si nous imaginons une colonne de sable coupée par un plan quelconque arbitraire, normal à la direction de l'écoulement, sur les deux faces ainsi obtenues, la distribution des pores sera identique. Nous pouvons d'ailleurs assimiler la colonne à une superposition au hasard de ces deux faces. Si nous considérons deux classes de pores de rayons (a, $a - da$) et (b, $b - da$), l'aire de deux sections face à face occupées par ces deux classes de pores sera :

$$A_a = f(a)\,da \quad \text{et} \quad A_b = f(b)\,da$$

respectivement.

En mettant bout à bout les deux parties de la colonne pour reconstituer la colonne de sable, l'aire de la section droite consacrée à la séquence de pores $a \to b$ est donnée par :

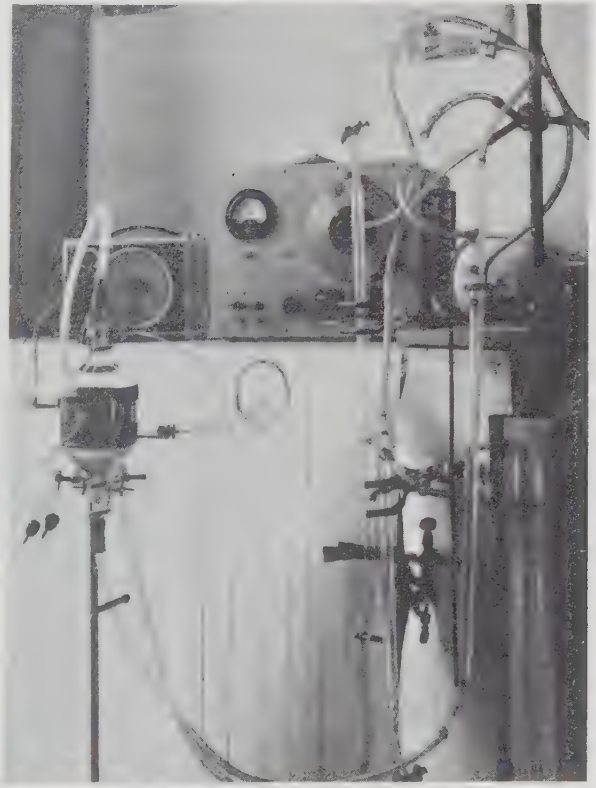
$$A_{a \to b} = f(a)\,da \quad f(b)\,da \tag{3.25}$$

Childs et Collis George (1950) introduisent deux hypothèses pour simplifier les calculs.

1 - La résistance à l'écoulement dans la séquence de pores considérée est celle du pore de plus faible diamètre, a par exemple, étant donné que, d'après la loi de Poiseuille, la résistance est une fonction de sa puissance 4 .

Cette hypothèse, qui entraîne un accroissement relatif de la contribution de la séquence de pores pour la perméabilité nous dispense de considérer la probabilité que plus d'un pore de faible diamètre aboutisse dans un autre.

2 - L'écoulement latéral est négligeable, et tout l'écoulement est transmis par la séquence de pores considérés. Ceci réduit bien entendu le débit du modèle par rapport au milieu réel. Il reste à espérer que les erreurs introduites par ces deux hypothèses se compensent du moins en partie.



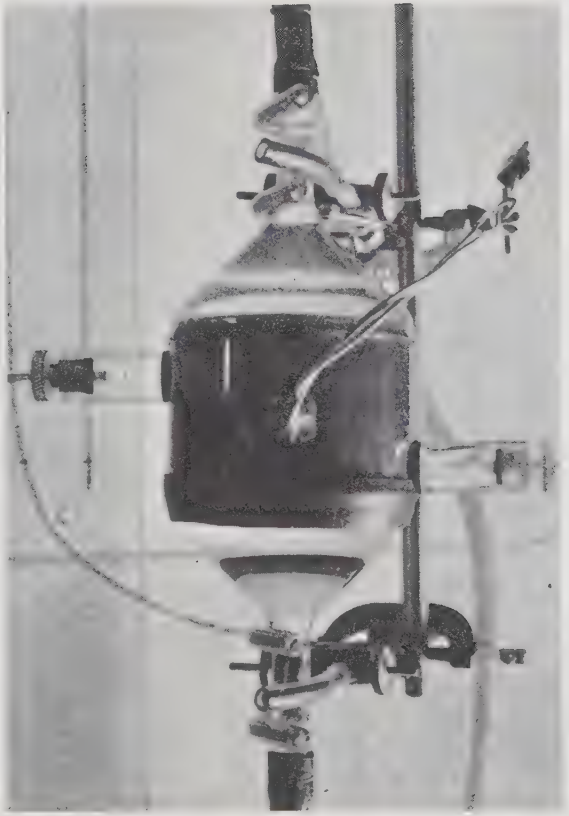


Planche 3.1 : Montage pour la mesure de la perméabilité des matériaux non saturés

Le nombre de pores de rayon a dans l'aire A_{ab} est proportionnel à a^{-2}, le débit d'écoulement dans chaque pore étant proportionnel à a^4. La contribution $\delta\bar{k}$ de ce groupe de pores pour la perméabilité est :

$$\delta\bar{k} = a^2 \, M \, f\,(a) \, da \, f\,(b) \, da \tag{3.26}$$

et la perméabilité totale correspondant à toutes les séquences possibles est :

$$\bar{k} = M \sum_{a=0}^{a=R} \sum_{b=0}^{b=R} a^2 \, f\,(a) \, da \, f\,(b) \, da \tag{3.27}$$

Pour une teneur en eau donnée le rayon maximum R correspond au rayon du plus gros pore qui est rempli d'eau. La constante M reste indéterminée. Toutefois, comme nous cherchons à déterminer la perméabilité relative, ceci ne présentera aucune difficulté.

La fonction $f\,(a)$ est aisément obtenue à partir de la courbe de succion, comme il a été précisé au chapitre 2.

Nous avons appliqué cette méthode aux sables étudiés, pour les courbes d'imbibition et de drainage. Les courbes correspondantes sont tracées sur les graphiques 3.2 et 3.3.

L'examen de ces courbes montre que dans son ensemble l'allure de la variation de la perméabilité en fonction du degré de saturation est reproduite par les courbes théoriques, bien que, en valeur absolue, il y ait des écarts non négligeables.

Il est à remarquer que les courbes d'imbibition calculées ne sont pas tout à fait comparables aux courbes expérimentales de perméabilité, car l'humidification dans l'essai de perméabilité a été effectuée à partir d'une teneur en eau supérieure à zéro, correspondant à des succions de l'ordre de 150 cm d'eau, alors que la courbe de succion correspond à une imbibition à partir de l'état sec.

L'interprétation statistique de la perméabilité s'avère plus satisfaisante que celle donnée par l'équation de Kozeny. Les écarts constatés sont certainement reliés aux imperfections des modèles employés.

Indépendamment de l'imperfection des modèles adoptés, la question se pose de savoir si la courbe de succion qui correspond à des configurations statiques de l'humidité dans le milieu poreux peut traduire avec précision le phénomène dynamique de la percolation de l'eau.

Nous avons constaté, au cours de nombreux essais, une dérive du coefficient de perméabilité pour un milieu soumis à des paires de valeurs de succion données. Cette diminution du coefficient de perméabilité était accompagnée par une évolution de la teneur en eau, le matériau se déplaçant graduellement de la branche de drainage vers la branche d'imbibition, l'abaissement de la perméabilité étant dans certains cas supérieur à une puissance de 10. Cette instabilité du coefficient de perméabilité des matériaux non saturés se répercute d'ailleurs sur la dispersion des résultats des essais, qui est considérable. Elle nous paraît cependant inévitable, dans la mesure où elle est intrinsèque au phénomène.

3.4 - La relation $k\,(w)$ ou $k\,(S)$ - Discussion

Dans un matériau sableux, l'eau peut occuper la totalité des pores, avec quelques bulles d'air éventuellement. Avec la vidange progressive des pores, s'établissent deux réseaux continus entrelacés, constitués par l'eau et l'air dans les pores. Finalement, on aboutit à un corps contenant quelques gouttes d'eau réfugiées dans les pores les plus fins, isolées les unes des autres, et baignant dans un milieu gazeux continu et occupant la presque intégralité du volume des pores. Lorsque les configurations de l'eau dans l'espace interstitiel évoluent entre ces situations limites, la perméabilité du milieu à la phase mouillante décroît dans des proportions considérables et en même temps la perméabilité à l'air augmente progressivement et finit par atteindre la valeur maximale pour un degré de saturation de l'ordre de 10 %. Cependant, la valeur du coefficient de perméabilité étant déterminée par la configuration de l'eau dans le corps, et cette configuration n'étant pas univoque, les relations $k\,(w)$ ou $k\,(S)$, comme d'ailleurs la relation $\psi\,(w)$, présentent le caractère d'une fonctionnelle.

Dans une certaine mesure l'évolution de k en fonction de w ou de ψ peut être déduite de la courbe de succion du matériau. Toutefois, il faut remarquer que le coefficient de perméabilité se rapporte à un équilibre dynamique de l'humidité, alors que la courbe de succion correspond à des conditions statiques.

TABLEAU 3.1

SABLE DE FONTAINEBLEAU

Résultats des essais de perméabilité

Densité sèche = 1,72

Perméabilité du matériau saturé $k_0 = 4{,}7 \times 10^{-3}$ cm/sec

Section des éprouvettes = 58,1 cm²

Longueur = 6 cm

Succion amont cm d'eau	Différence de succion cm d'eau	Volume écoulé cm³	Temps d'écoulement	Perméabilité k cm/sec	Perméabilité relative k/k_0	Observations
10,0	9,8	20,0	00′42″	$0{,}5 \times 10^{-2}$	1,0	
10,0	9,8	20,0	00′42″	$0{,}5 \times 10^{-2}$	1,0	
10,0	9,8	20,0	00′49″	$0{,}5 \times 10^{-2}$	1,0	
20,0	10,0	20,0	01′30″	$2{,}3 \times 10^{-3}$	0,5	
31,0	10,0	10,0	1′51″	$1{,}0 \times 10^{-3}$	0,2	
40,0	10,0	10,0	3′40″	$0{,}5 \times 10^{-3}$	0,1	
50,0	10,0	5,0	13′00″	$0{,}7 \times 10^{-4}$	$1{,}45 \times 10^{-2}$	
50,0	10,0	5,0	9′27″	$0{,}9 \times 10^{-4}$	$2{,}0 \times 10^{-2}$	drainage
50,0	10,0	5,0	12′10″	$0{,}7 \times 10^{-4}$	$1{,}5 \times 10^{-2}$	
60,0	15,0	1,0	9′40″	$1{,}2 \times 10^{-5}$	$2{,}5 \times 10^{-3}$	
65,0	15,0	1,0	17′40″	$0{,}65 \times 10^{-5}$	$1{,}4 \times 10^{-3}$	
65,0	15,0	1,0	23′00″	$0{,}50 \times 10^{-5}$	$1{,}1 \times 10^{-3}$	
74,0	25	0,5	16′00″	$2{,}15 \times 10^{-6}$	$4{,}6 \times 10^{-4}$	
74,0	25	0,5	18′00″	$1{,}9 \times 10^{-6}$	$4{,}1 \times 10^{-4}$	
90,0	30,0	0,2	22′30″	$0{,}5 \times 10^{-6}$	$1{,}1 \times 10^{-4}$	
100,0	30,0	0,6	130′00″	$1{,}0 \times 10^{-7}$	$2{,}1 \times 10^{-5}$	
80,0	30,0	0,3	38′00″	$0{,}45 \times 10^{-6}$	$9{,}6 \times 10^{-5}$	
30,0	15,0	10,0	2′16″	$0{,}5 \times 10^{-3}$	0,1	imbibition
20,0	10,0	10,0	1′24″	$1{,}25 \times 10^{-3}$	0,3	
10,0	9,5	10,0	1′00″	$1{,}8 \times 10^{-3}$	0,4	

TABLEAU 3.2

SABLE D'EL OUED

Résultats des essais de perméabilité

Densité sèche = 1,80
Perméabilité du sable saturé = $0{,}2 \times 10^{-2}$ cm/sec
Section de l'éprouvette = 69,5 cm²
Longueur = 2,1 cm

Succion amont cm d'eau	Différence de succion cm d'eau	Volume écoulé cm³	Temps d'écoulement	Perméabilité k cm/sec	Perméabilité relative k/k_0	Observations
10,0	9,8	20,0	0'35"	$1{,}7 \times 10^{-3}$	0,8	
20,0	10,0	20,0	0'38"	$1{,}5 \times 10^{-3}$	0,8	
30,0	10,0	20,0	1'54"	5×10^{-4}	$2{,}5 \times 10^{-1}$	
40,0	10,0	20,0	3'57"	$2{,}4 \times 10^{-4}$	$1{,}2 \times 10^{-1}$	
50,0	10,0	10,0	3'02"	$1{,}6 \times 10^{-4}$	$0{,}8 \times 10^{-2}$	
60,0	20,0	10,0	5'55"	$0{,}8 \times 10^{-4}$	$0{,}4 \times 10^{-2}$	
70,0	20,0	10,0	6'07"	$0{,}5 \times 10^{-4}$	$0{,}3 \times 10^{-1}$	
80,0	20,0	2,0	9'40"	$0{,}4 \times 10^{-5}$	$0{,}2 \times 10^{-2}$	
90,0	30,0	1,0	9'00"	$0{,}2 \times 10^{-5}$	$0{,}1 \times 10^{-2}$	drainage
100,0	30,0	0,4	18'00"	$0{,}4 \times 10^{-6}$	$0{,}2 \times 10^{-3}$	
120	40,0	0,5	20'00"	$0{,}3 \times 10^{-7}$	$0{,}2 \times 10^{-4}$	
149,0	60,0	0,2	24'30"	$0{,}6 \times 10^{-7}$	$0{,}3 \times 10^{-4}$	
90,0	29,5	0,2	78'00"	$0{,}4 \times 10^{-7}$	$0{,}2 \times 10^{-4}$	
60,0	20,0	2,0	8'20"	$0{,}6 \times 10^{-5}$	$0{,}3 \times 10^{-3}$	
50,0	10,0	5,0	4'59"	$0{,}5 \times 10^{-4}$	$0{,}2 \times 10^{-1}$	
40,0	10,0	10,0	3'15"	$0{,}2 \times 10^{-3}$	$0{,}8 \times 10^{-1}$	imbibition
30,0	10,0	10,0	2'00"	$0{,}2 \times 10^{-3}$	0,1	
20,0	10,0	20,0	3'17"	$0{,}3 \times 10^{-3}$	0,2	

CHAPITRE IV

MOUVEMENT DE L'EAU DANS LES SOLS ISOTHERMES

4.1 - Considérations théoriques sur le mouvement de l'eau dans les corps poreux - Equations fondamentales

L'étude du mouvement de l'eau dans un corps poreux est un problème de mécanique des fluides. Pour le traiter on peut envisager de l'aborder à partir de l'équation dynamique de Navier :

$$\frac{\delta v}{\delta t} + (v, \text{grad})\, v = F - \frac{1}{\rho} \text{grad}\, p + \frac{\mu}{\rho} \Delta v + \frac{1}{3} \frac{\mu}{\rho} \text{grad div}\, v \tag{4.1}$$

dans laquelle :

v = vitesse d'un point (x, y, z) du fluide à l'instant t ;

F = densité de forces massiques, par unité de volume du fluide ;

ρ, μ et p, respectivement, la masse spécifique, la viscosité dynamique et la pression du fluide.

Dans cette équation, qui traduit la loi fondamentale de la dynamique appliquée aux fluides, figurent au deuxième membre les forces qui agissent sur un élément de volume du fluide : forces extérieures F, forces de pression p et forces internes (viscosité). Le premier membre représente les forces d'inertie, dont le terme quadratique peut être mis sous la forme :

$$-\left[v, \text{rot}\, v\right] + \frac{1}{2} \text{grad}\, v^2 \tag{4.2}$$

soit, respectivement, l'accélération de Coriollis et l'énergie cinétique du mouvement.

Dans le traitement classique que nous considérons pour le moment, il faut faire intervenir l'équation de la conservation de la matière, les conditions à la limite, qui se traduisent, sur les parois, par l'équation :

$$v = 0 \tag{4.3}$$

et l'équation d'état du fluide

$$f(\rho, p, T) = 0 \tag{4.4}$$

Dans l'application de ces équations aux matériaux poreux, il est bien évident que des simplifications notables peuvent être faites dans les équations de Navier. Etant donné les faibles vitesses des fluides dans ces milieux les termes quadratiques des forces d'inertie peuvent être négligés dans la mesure où le nombre de Reynolds R_e ne dépasse pas l'unité.

$$R_e = \frac{v d \rho}{\mu} \tag{4.5}$$

où d = représente une grandeur assez mal définie caractérisant la grosseur des particules ou le diamètre des pores.

Par ailleurs, dans les milieux poreux saturés, l'équation de continuité devient :

$$\text{div}\, v = 0 \tag{4.6}$$

et nous pouvons alors écrire 4.1 sous la forme

$$\frac{\mu}{\rho} \Delta v = -\text{grad}\ \varphi \tag{4.7}$$

ou

$$\Delta\ \varphi = 0 \tag{4.8}$$

avec

$$\varphi = \frac{p}{\rho g} + z \tag{4.9}$$

pour les écoulements stationnaires.

Toutefois, et malgré ces simplifications, les conditions à la limite restent d'une complexité rebutante qui empêchent pratiquement de poursuivre plus loin l'analyse du problème dans cette voie.

Nous avons considéré l'écoulement jusqu'ici d'un point de vue microscopique, à l'échelle des grains. Les grandeurs physiques qui le caractérisent sont, en chaque point, la charge hydraulique Ψ et la vitesse réelle des particules fluides v (u, v, w), variables de point à point et éventuellement, si l'écoulement est variable, dans le temps, à chaque point.

D'un point de vue macroscopique, nous pouvons considérer un écoulement fictif caractérisé maintenant par la charge moyenne Φ sur une petite surface élémentaire et une vitesse fictive appelée vitesse de filtration ou vitesse apparente v_{liq}, définie comme étant le débit traversant l'unité de surface normale à la direction de l'écoulement. Pour que la définition précédente ait du sens il faut que l'elément de surface contienne un très grand nombre de grains, condition indispensable pour pouvoir considérer le milieu comme homogène. Nous définissons de cette façon un champ de vitesse continu, alors que précédemment, à l'échelle microscopique le champ des vitesses se limitait aux canalicules du milieu.

Dans cet esprit, on peut remplacer les équations dynamiques de Navier, qui se sont avérées si encombrantes, par l'équation empirique de Darcy, où se trouvent incorporées les réactions dynamiques du fluide dans le milieu poreux. Il est logique d'admettre qu'un traitement statistique de l'écoulement dans les matériaux poreux doit permettre d'aboutir à l'équation de Darcy en partant des équations de Navier. Des essais ont été faits dans ce sens (Scheidegger, 1956).

L'équation de Darcy, s'écrit, en langage vectoriel

$$v_{liq} = -k \ \mathrm{grad}\,\Phi \tag{4.10}$$

où Φ est le potentiel total ou charge hydraulique, somme du potentiel de pression et du potentiel gravitationnel.

Les nombreuses études expérimentales effectuées sur les matériaux saturés ont permis de fixer les limites de validité de la loi de Darcy. On admet couramment que cette limite correspond à des nombres de Reynolds de l'ordre de 1 bien qu'elle soit relativement imprécise étant donnée l'incertitude de la définition de d (équation 4.5).

Nous avons vu au chapitre précédent que la présence de l'air dans les pores des matériaux entraîne une variation du coefficient de perméabilité en fonction du degré de saturation du milieu, par ailleurs relié à l'évolution antérieure du milieu. Malgré cela, pour des configurations bien définies de l'humidité dans les pores, l'évidence expérimentale dont nous disposons à l'heure actuelle semble justifier la validité de la loi de Darcy pour les milieux non saturés. Le potentiel de pression qui figure dans l'équation est dans ce cas, le potentiel capillaire.

Pour étudier l'écoulement de l'eau dans les milieux non saturés, il importe d'établir l'équation de continuité.

A cet effet, considérons un milieu de compacité constante et invariable, et soit w_v (x, y, z, t) la teneur en eau volumique, variable, en général, de point à point et, éventuellement, à chaque point, avec le temps. Imaginons dans le milieu une surface S fermée, fixe, découpant un volume τ. Si le milieu est intéressé par un transfert d'eau, la quantité d'eau qui traverse la surface S pendant le temps δt est :

$$\delta t \int_S \rho\ (v,\ n)\ \mathrm{d}S$$

où n est la normale à la surface S.

Cette quantité est égale à la variation de la quantité d'eau à l'intérieur du volume τ.

$$-\ \mathrm{d}\int_\tau \rho w_v\ \mathrm{d}\tau$$

d'où :

$$-\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\int_\tau \rho\ w_v\ \mathrm{d}\tau = \int_S \rho\ (v,\ n)\ \mathrm{d}S$$

et, appliquant le théorème du divergent :

$$\int \left[\rho\ \frac{\delta w_v}{\delta t} + \mathrm{div}\ (\rho v)\right]\mathrm{d}\tau = 0$$

et, si l'intégrale doit être nulle pour tout volume τ, il faut que :

$$-\frac{\delta w_v}{\delta t} = \mathrm{div}\ v \tag{4.11}$$

qui est l'équation de continuité ou de conservation de masse pour les milieux poreux pulvérulents.

L'équation fondamentale du mouvement de l'eau dans les sables découle immédiatement de 4.11 en faisant intervenir l'équation de Darcy :

$$\frac{\delta w_v}{\delta t} = \mathrm{div}\ (k\ \mathrm{grad}\ \Phi) \tag{4.12}$$

Nous avons montré précédemment que ψ et k ne sont pas, en général, fonctions univoques de w_v. Toutefois dans certaines conditions on peut admettre que le matériau évolue suivant une courbe de succion déterminée, à laquelle correspond une loi de variation du coefficient de perméabilité k (w_v) connue. Cette condition est indispensable pour pouvoir dériver ψ ou k par rapport à w_v.

Le problème général du mouvement de l'eau dans les sols se pose de la façon suivante : étant donné un milieu poreux et ses conditions à la limite il s'agit de déterminer la répartition de teneur en eau et son évolution dans le temps.

La solution générale d'un tel problème est extrêmement complexe, car étant donné que k est une fonction de ψ (ou de w_v), nous avons affaire à des équations du type Fokker Plank, non linéaires.

On peut donner à l'équation précédente la forme suivante en faisant figurer ψ au lieu de w_v, ψ (w_v) étant une fonction dérivable :

$$\frac{dw_v}{d\psi}\frac{\partial\psi}{\partial t} = \text{div}\,(k\ \text{grad}\ \Phi) \tag{4.13}$$

La solution de cette équation permet d'avoir le champ de ψ (x, y, z, t).

Dans le cas d'un écoulement stationnaire l'équation 4.12 se simplifie et nous avons, pour un écoulement vertical (axe des z z orienté positivement vers le haut).

$$\frac{\partial}{\partial z}\left(k\,\frac{\partial\Phi}{\partial z}\right) = 0 \tag{4.14}$$

qui donne, après une première intégration

$$k\,\frac{\partial\Phi}{\partial z} = k\left(\frac{\partial\psi}{\partial z} + 1\right) = v_0 \tag{4.15}$$

où v_0 est une constante. S'il s'agit d'une infiltration en surface le débit $v_0 > 0$; par contre, dans le cas d'une évaporation, $v_0 < 0$. De toutes façons, dans les deux cas ψ est connu à la surface : $\psi = \psi_0$. Soit z_w la profondeur de la nappe phréatique :

$$z_w = \int_0^{\psi_0} \frac{d\psi}{1 - v_0/k} \tag{4.16}$$

Par intégration numérique ou graphique on peut trouver la solution :

$$z_w\ (v_0,\ \psi_0)\ \text{ou}\ v_0\ (z_w,\ \psi_0) \tag{4.17}$$

et étudier l'influence de la profondeur de la nappe dans le débit évaporé, par exemple.

En général, et pour un système à écoulement vertical, 4.12 devient :

$$\frac{\partial w_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D\,\frac{\partial w_v}{\partial z}\right) + \frac{\partial k}{\partial z} \tag{4.18}$$

où :

$$D = k\,\frac{d\psi}{dw_v} \tag{4.18'}$$

Dans un écoulement horizontal, le deuxième terme du deuxième membre disparaît et nous avons une équation du type de Fourier, non linéaire, où k joue le rôle de la conductivité thermique et $\frac{dw_v}{d\psi}$ le rôle de la chaleur spécifique ou de la capacité calorifique :

$$\frac{\partial w_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D\,\frac{\partial w_v}{\partial z}\right) \tag{4.19}$$

Nous appellerons, par analogie, $\frac{dw_v}{d\psi}$ **capacité d'humidité spécifique.** D représente la diffusivité de la phase liquide, et l'équation écrite sous cette forme peut être interprétée comme l'équation de diffusion de l'humidité dans le corps poreux. Toutefois, il ne faut pas confondre cette interprétation mathématique du phénomène avec le mécanisme réel des échanges d'humidité. En effet, la migration de l'eau répond au gradient de succion, les quantités mises en jeu et les vitesses des transferts dépendant de la perméabilité du milieu.

L'équation 4.18 rappelle l'équation de la consolidation des couches argileuses. Le coefficient de diffusivité D remplace le coefficient de consolidation c_v, fonction de la perméabilité et de la pente de la courbe œdométrique. On peut dire que les deux équations sont identiques. Toutefois, l'équation de Terzaghi pour être applicable à des milieux non saturés doit être établie à partir de la courbe de succion, comme nous venons de le faire.

Pour appliquer l'équation fondamentale 4.12 à l'étude du mouvement de l'eau dans les sables, il est nécessaire de déterminer la diffusivité liquide D.

4.2 - Détermination expérimentale du coefficient de diffusivité

La détermination expérimentale du coefficient de diffusion D se heurte au fait que D est une fonction de la teneur en eau, ou du degré de saturation, comme d'ailleurs k et k et $\frac{d\psi}{dw_v}$

4.2.1 - Principe de la mesure - Montage expérimental

Le principe de la méthode utilisée consiste à étudier l'évolution d'un système à l'intérieur d'une fourchette de teneur en eau suffisamment petite pour qu'on puisse admettre que la diffusivité reste sensiblement constante, et déterminer de cette façon la valeur moyenne du coefficient D. L'essai répété à d'autres valeurs de la teneur en eau permettra d'étudier la variation de D avec w.

Considérons à cet effet une galette de sol de faible épaisseur, en équilibre sur une pierre poreuse à la succion ψ_1. Si on monte brutalement la succion à la valeur ψ_2, le matériau évacuera un certain volume d'eau Q. La courbe de débit en fonction du temps permet la détermination de D à condition que ψ_2 soit choisi judicieusement pour que la variation de D soit faible dans l'intervalle de succion (ψ_1, ψ_2).

On peut appliquer à ce système l'équation 4.13, en négligeant le terme de pesanteur étant donné la faible épaisseur de l'échantillon. Nous avons alors :

$$\frac{\delta\psi}{\delta t} = \bar{D}\,\frac{\delta^2\psi}{\delta z^2} \tag{4.20}$$

où $\bar{D}$ est la valeur moyenne de D.

Sur la figure 4.1, nous donnons le schéma du montage utilisé pour ces essais. L'échantillon a un diamètre de 9,2 cm et une épaisseur de 2,5 cm, en moyenne. Nous avons opéré sur des matériaux préalablement saturés, le volume écoulé étant reçu dans une burette graduée, et mesuré en fonction du temps écoulé après application de la succion ψ_2. Les courbes de débit obtenues pour les deux sables essayés sont représentées sur les graphiques 4.2 et 4.3.

Avant d'analyser ces essais, précisons comment on peut calculer à partir de ces courbes le coefficient de diffusivité D. Ceci revient à résoudre l'équation 4.19 pour le système donné. Soit :

A - la section droite de l'échantillon,

l - sa longueur,

et prenons l'origine de l'axe des z z au contact de la pierre poreuse et de l'échantillon.

Les conditions à la limite sont :

— à la face inférieure $\psi\,(0, t) = \psi_2$ (4.21)

— à la face supérieure $v = k\left(\frac{\delta\psi}{\delta z}\right)_{z=l} = 0$ (4.22)

On peut exprimer cette condition différemment. Considérons un échantillon de hauteur $2\,l$ dont la face supérieure se trouverait aussi à la succion ψ_2 :

$$\psi\,(2\,l, t) = \psi_2 \tag{4.23}$$

Pour des raisons de symétrie le débit à travers le plan médian, $z = l$, est nul.

Par ailleurs à l'état initial :

$$\psi\,(z, 0) = \psi_2 - \psi_1 = \Delta\psi \tag{4.24}$$

La solution de l'équation 4.19 avec ces conditions initiales est bien connue en Mécanique des Sols, et nous pouvons écrire :

$$\psi(z,t) - \psi_1 = \frac{4\,\Delta\,\psi}{\pi} \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{1}{n} \sin\left(\frac{n\,\pi\,z}{2}\right) e^{-\alpha^2 \bar{D}\, t} \tag{4.25}$$

avec :

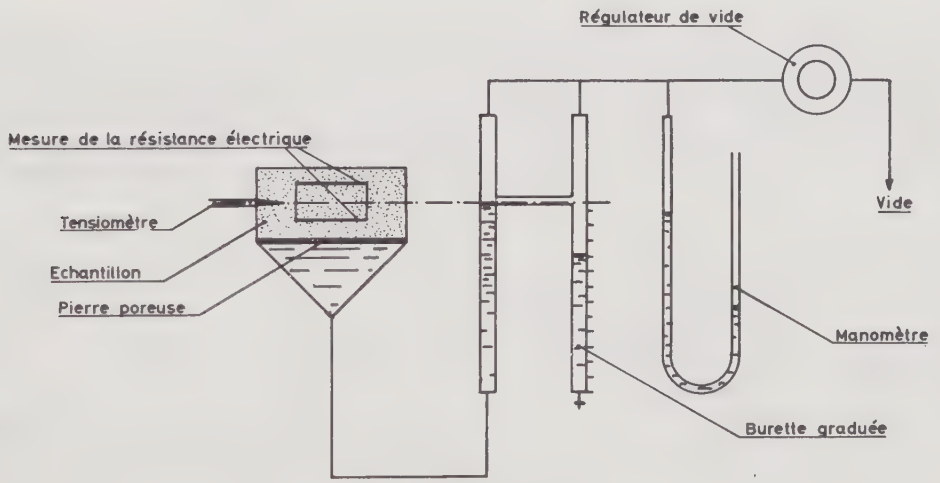
$$\alpha = \frac{n\pi}{2\,l} \qquad (n = 1, 3, 5, 7...)$$

Admettant que dans l'intervalle de succion (ψ_2, ψ_1) la relation ψ (w_v) puisse être considérée comme une droite :

$$w_v(\psi) = w_{v1} - \frac{w_{v1} - w_{v2}}{\Delta\psi}(\psi - \psi_1) \tag{4.26}$$

$$= a - b\,(\psi - \psi_1)$$

Fig: 4.1 Mesure du coefficient de diffusivité en phase liquide



Faisant intervenir 4.25 en 4.24, nous avons w_v (z,t), d'où on peut déduire l'évolution de la quantité totale d'eau dans l'échantillon. Si W (t) est le volume d'eau restant dans l'échantillon à l'instant t, le débit évacué est égal à :

$$Q(t) = W(0) - W(t) \tag{4.27}$$

ce qui nous permet d'écrire, en prenant seulement le premier terme de la série, la formule approchée :

$$Q(t) = Q_\infty\left[1 - \frac{8}{\pi^2} e^{-\alpha^2 \bar{D} t}\right] \tag{4.28}$$

en appelant Q_∞ le débit total

$$Q_\infty = b\,A\,l\,\Delta\,\psi \tag{4.29}$$

L'expression 4.27 montre que $\bar{D}$ peut être déterminé à partir du coefficient angulaire de la droite obtenue en représentant $\log_e (Q - Q_\infty)$ en fonction de t. Le coefficient angulaire est en effet :

$$-\left(\frac{\pi}{2l}\right)^2 \bar{D} \tag{4.30}$$

Pour déterminer D il suffit de tracer les courbes des figures 4.2 et 4.3 sur papier semi-logarithmique, en portant en ordonnées $\log_{10}(Q - Q_\infty)$ et en abscisses le temps. Sur la figure 4.4 nous avons représenté quelques courbes pour le sable de Fontainebleau.

Dans le calcul précédent nous avons admis que la pierre poreuse n'offrait aucune résistance à l'écoulement. En réalité ceci n'est pas tout à fait juste.

L'impédance ou résistance à l'écoulement est donnée par :

$$Z = \frac{\Delta\psi}{v} = \frac{l}{k} \tag{4.31}$$

Dans nos essais, nous avons employé des pierres poreuses de 0,46 cm d'épaisseur et de perméabilité $k = 10^{-3}$ cm/sec.

Les impédances de la pierre et du sol sont alors respectivement :

$$Z_p = 0{,}46 \times 10^2 \text{ sec (pierre 3)}$$

et

$$Z_s = \frac{2{,}5}{k} \text{ sec}$$

Aux faibles succions $Z_s \simeq 1{,}25 \times 10^3$ sec, d'où

$$\frac{Z_s}{Z_p} = 25.$$

Elrick et Miller (1958) ont établi une méthode de calcul permettant de faire intervenir la résistance à l'écoulement de la pierre. Nous avons interprété nos essais d'après cette méthode de calcul et certains des points indiqués sur les graphiques 4.7 et 4.8 ont été ainsi obtenus.

4.2.2 - Résultats des essais

Pour une bonne définition des conditions d'essais nous avons toujours opéré sur des échantillons initialement saturés. La succion a été augmentée par des paliers successifs choisis d'après l'allure de la courbe de succion, et en évitant de provoquer une variation trop importante de la teneur en eau du sol. Les courbes expérimentales montrent dans quelle mesure nous avons réussi à contrôler de cette façon la teneur en eau, et, par celle-ci, le coefficient de diffusivité D.

Dans le cas du sable de Fontainebleau, toutes les courbes de la figure 4.2 présentent une allure caractéristique des courbes de diffusion et ce n'est que la courbe correspondant au palier 50/60 cm d'eau qui montre une certaine dérive

Fig: 4.2 Détermination du coefficient de diffusivité
Sable de Fontainebleau

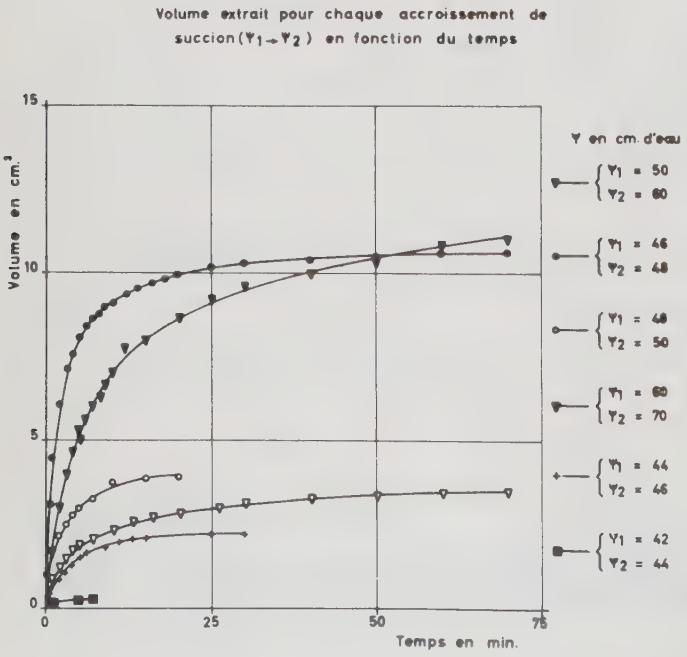
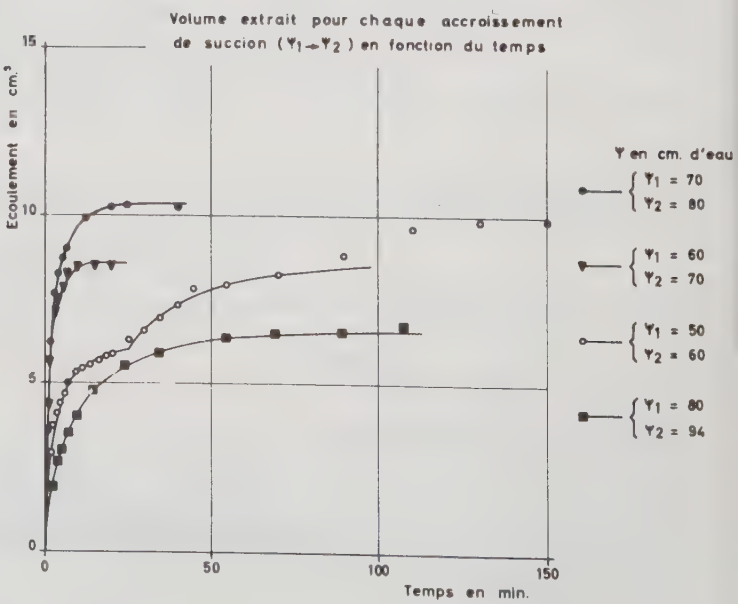


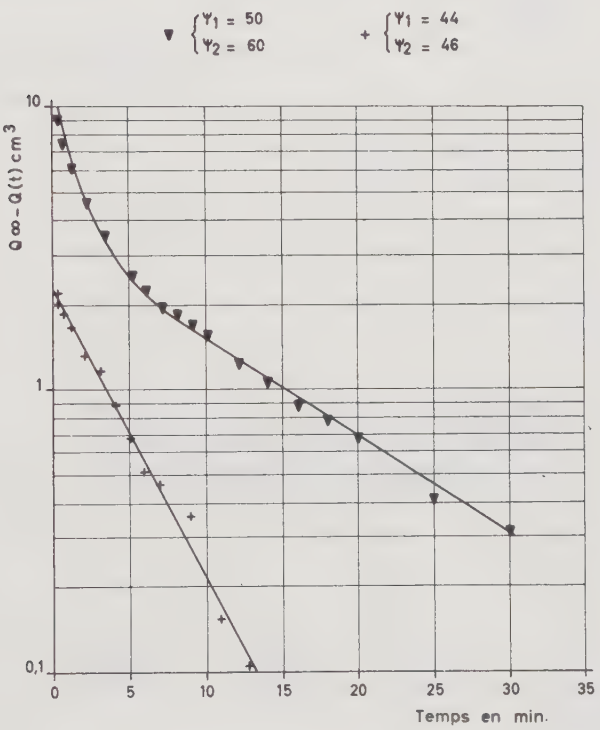
Fig: 4.3 Détermination du coefficient de diffusivité
Sable d'El Oued



traduite par un palier légèrement incliné. Il est fort probable que dans ce cas nous ne soyons pas parvenus à une configuration d'équilibre de l'humidité dans les pores, et que nous soyons devant une amorce d'instabilité. Ce cas est beaucoup plus net avec le sable d'El Oued où la courbe concernant l'accroissement de 50 à 60 cm de succion (fig. 4.3) accuse deux décrochements.

Ceci semble indiquer que l'humidité a évolué d'abord vers un état d'équilibre correspondant à la branche de drainage de la courbe de succion, et que, ensuite le sol s'est déplacé, à succion constante, vers la branche d'imbibition, avec une configuration intermédiaire d'équilibre. Ce phénomène s'est produit de nombreuses fois pendant les essais de perméabilité, où l'écoulement de l'eau à travers le milieu semble favoriser le passage du matériau de l'équilibre sur la branche de drainage à l'équilibre sur la branche d'imbibition.

Fig: 4.4 Détermination du coefficient de diffusivité à partir des mesures de débit. (sable de Fontainebleau)



Par ailleurs, ces essais nous permettent de déterminer directement le volume de chaque classe de pores correspondant aux pressions de vidange appliquées. Nous avons reporté sur les graphiques 2.5 et 2.7 du Chapitre II les points expérimentaux ainsi obtenus, qui se trouvent en très bon accord avec la porométrie déterminée à partir de la courbe de succion (drainage).

4.3 - Discussion des résultats d'essais - Comparaison avec les valeurs théoriques

Nous avons montré précédemment que la diffusivité de la phase liquide est égale au produit du coefficient de perméabilité par la pente de la courbe de succion sur laquelle le système évolue (équation 4.18').

Par des méthodes expérimentales différentes nous avons déterminé, pour des sables évoluant sur la courbe de drainage, la succion, la perméabilité et le coefficient de diffusivité. La vérification expérimentale de la relation 4.18' constitue un test de la validité des équations 4.18.

Fig: 4.5 Variation de la pente de la courbe de succion $\frac{d\Psi}{dw}$ en fonction de la teneur en eau pondérale pour le sable de Fontai. _nebleau

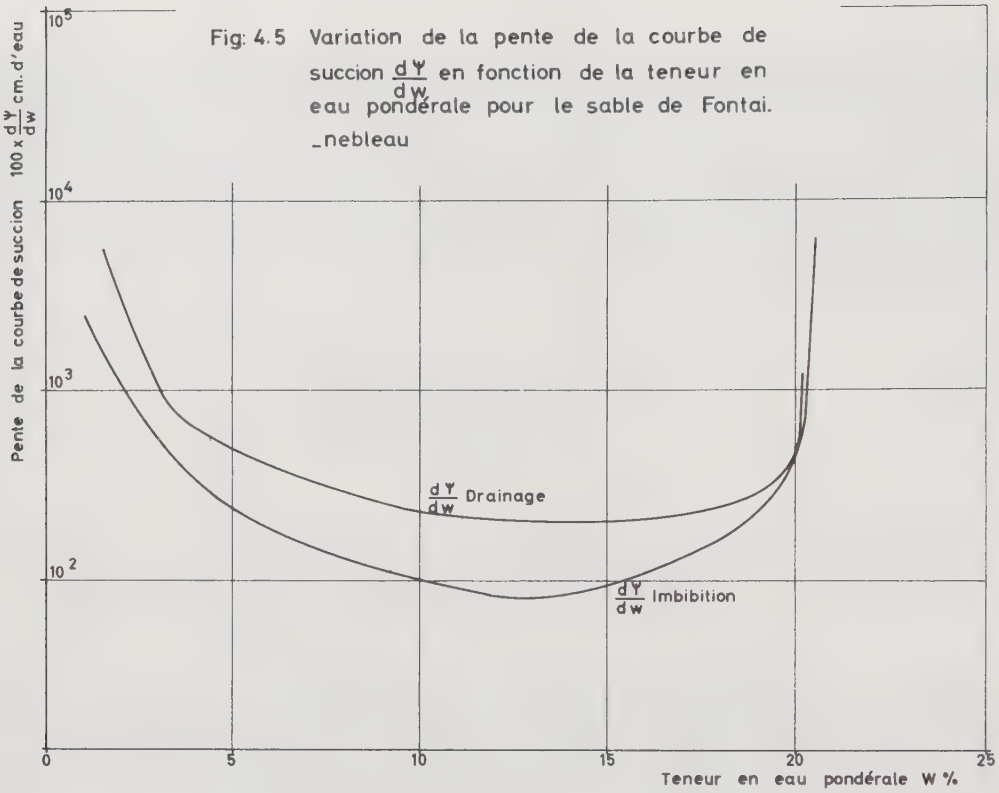
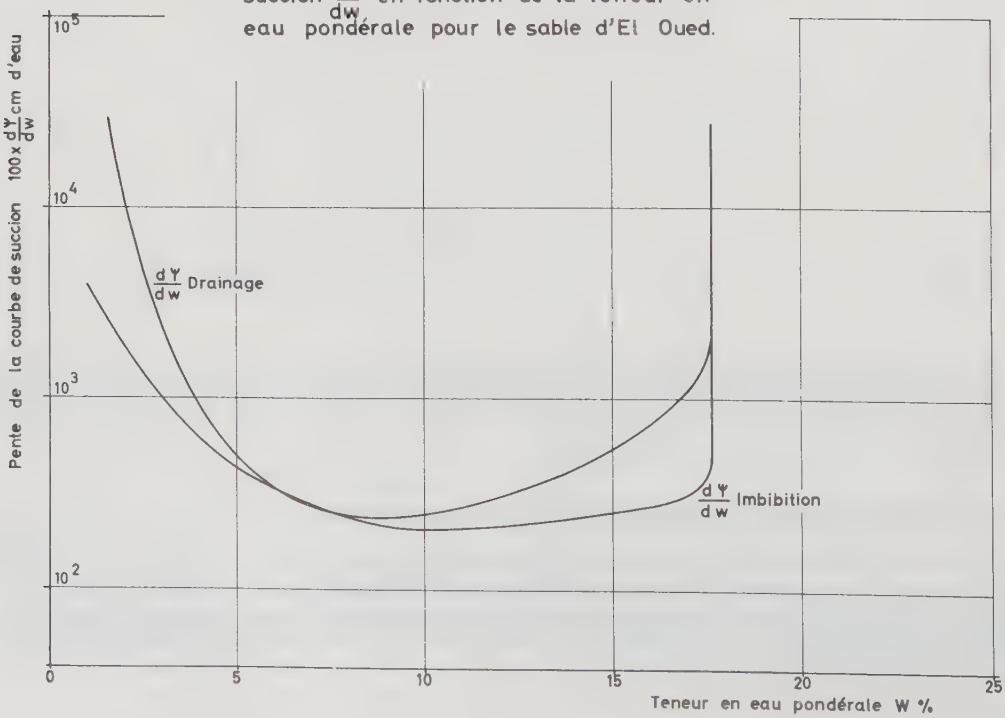


Fig: 4.6 Variation de la pente de la courbe de succion $\frac{d\Psi}{dw}$ en fonction de la teneur en eau pondérale pour le sable d'El Oued.



Sur les graphiques 4.5 et 4.6 nous avons tracé les courbes de variation de la pente des deux branches de la relation ψ (w) en fonction de la teneur en eau pondérale w. Ces courbes qui rappellent un U ouvert, présentent un palier central qui correspond au corps semi-saturé, les deux branches presque verticales correspondant respectivement au matériau saturé et au matériau à phase liquide divisée en gouttes. Utilisant les courbes expérimentales de k (w) nous avons tracé les courbes donnant la diffusivité aussi bien pour les sables en drainage qu'en imbibition, par application de (4.18') (fig. 4.7, 4.8, 4.9 et 4.10).

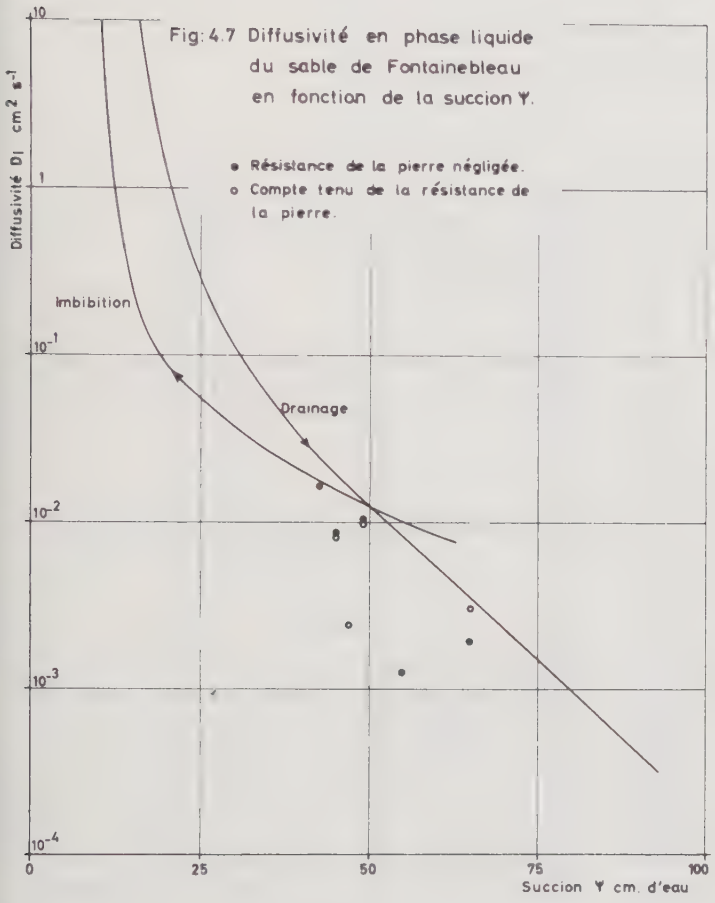


Fig: 4.7 Diffusivité en phase liquide du sable de Fontainebleau en fonction de la succion Ψ.

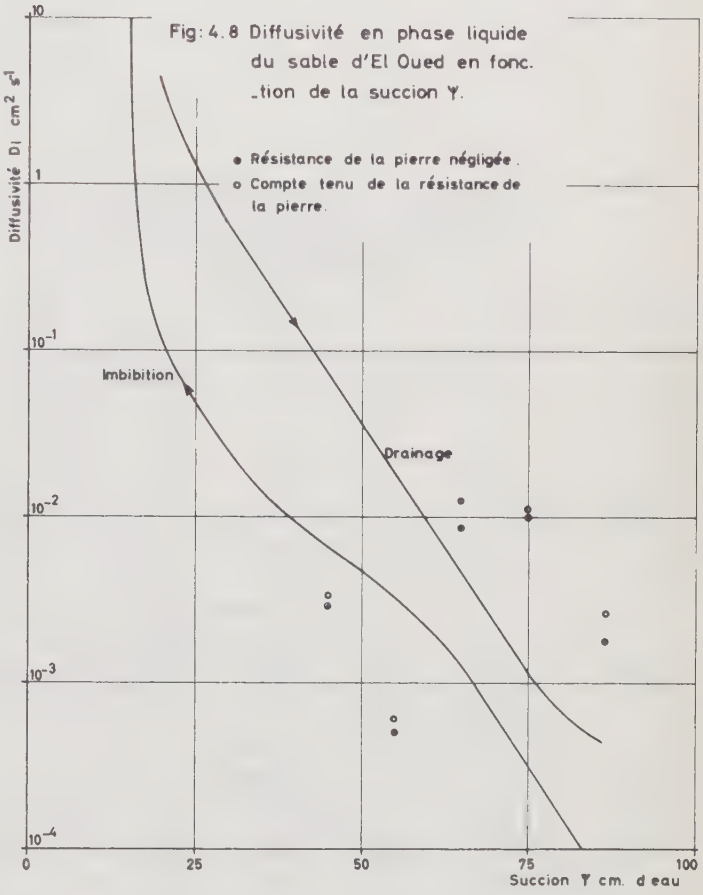


Fig: 4.8 Diffusivité en phase liquide du sable d'El Oued en fonc. tion de la succion Ψ.

Les points expérimentaux correspondant aux essais de diffusivité sont reportés sur les mêmes graphiques. Dans le cas du sable de Fontainebleau les points expérimentaux se disposent au voisinage des courbes théoriques. L'accord est moins satisfaisant pour le sable d'El Oued car des variations trop importantes d'humidité sont intervenues pendant l'essai de diffusivité. Dans son ensemble et compte tenu de la nature des phénomènes étudiés, on peut dire que l'allure des phénomènes a été bien reproduite par l'équation 4.18'.

Dans ces conditions, il nous paraît justifié d'utiliser le montage pour la détermination du coefficient D pour avoir k, à condition de connaître au préalable la courbe de succion, et d'être certain d'évoluer toujours sur la même branche de la courbe succion-teneur en eau.

Les courbes des figures 4.7, 4.9 et 4.10 montrent la grande étendue des variations du coefficient de diffusivité dans les milieux sableux, ce qui fait que dans l'étude du mouvement de l'eau l'hypothèse d'un coefficient constant est très éloignée de la réalité.

Par contre, pour les matériaux fins, limons et argiles, le coefficient de consolidation c_v varie d'une façon beaucoup moins accentuée. Typiquement, pour les matériaux courants, c_v est compris entre 10^{-2} et 10^{-4} cm²/sec. Cette circonstance favorable a permis d'étudier les phénomènes de consolidation des couches argileuses avec un outillage mathématique moins encombrant que celui qu'on est obligé de mettre en œuvre pour l'intégration des équations (4.13), (4.18) ou (4.19). Nous serons obligé, comme nous le verrons dans le développement de ce travail, de recourir à des méthodes numériques pour intégrer ces équations.

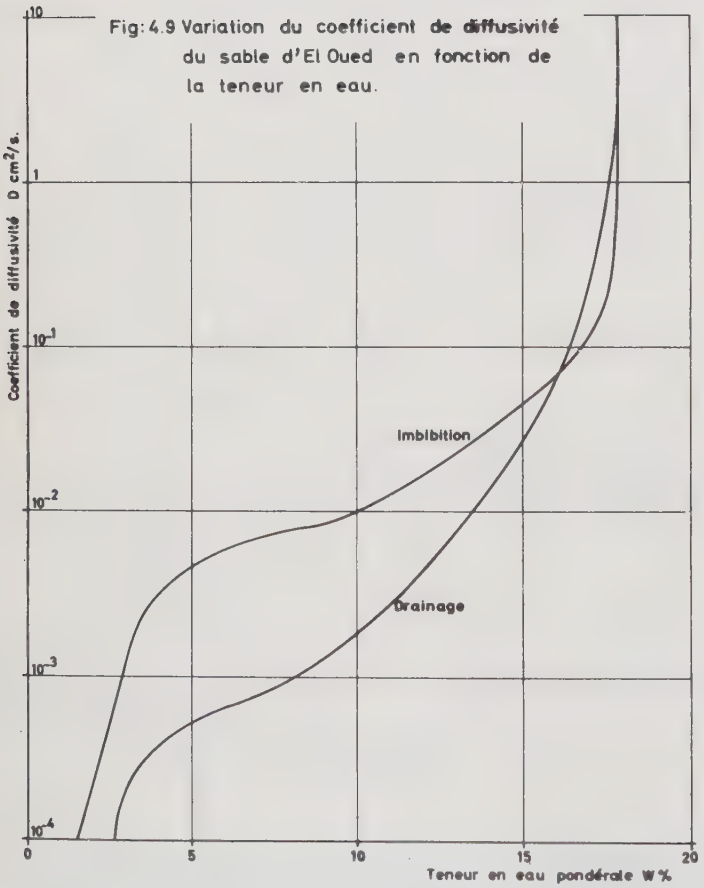


Fig: 4.9 Variation du coefficient de diffusivité du sable d'El Oued en fonction de la teneur en eau.

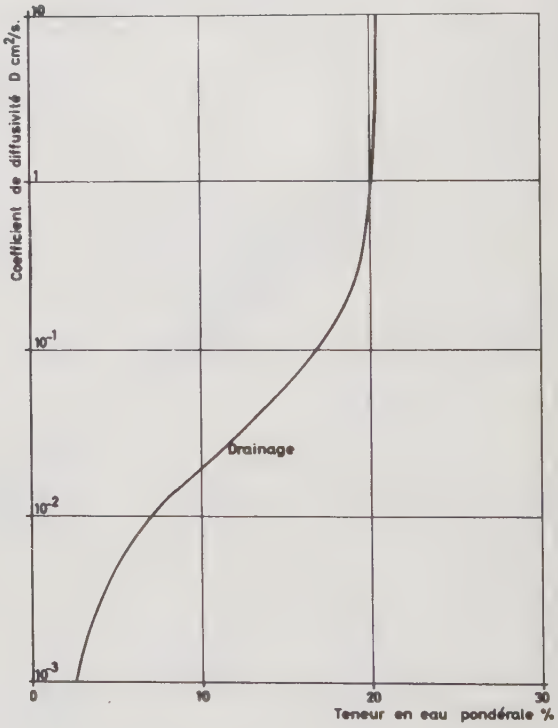


Fig:4.10 Variation du coefficient de diffusivité du sable de Fontainebleau avec la teneur en eau.

TABLEAU 4.1

MESURES DE DIFFUSIVITÉ SUR LE SABLE D'EL OUED

Densité sèche = 1,80

Diamètre des éprouvettes = 9,2 cm

Epaisseur de sable = 2,5 cm

Succion cm d'eau	Débit Q (*t*) cm³	$Q_\infty - Q(t)$ cm³		Temps *t* sec.
40 à 50	0,00	0,50	1,00	00
	0,20	0,30	0,80	30
	0,25	0,25	0,75	60
	0,30	0,20	0,70	120
	0,30	0,20	0,70	180
	0,30	0,20	0,70	240
	0,35	0,15	0,65	300
	0,40	0,10	0,60	600
	0,45	0,05	0,55	1200
	0,45	0,05	0,55	1800
	0,50	0,00	0,50	2400
	0,50	0,00	0,50	3000
	0,50	0,00	0,50	3600
50 à 60	0,00	11,00		00
	1,40	9,60		30
	1,90	9,10		60
	2,90	8,10		120
	3,70	7,30		180
	4,10	6,90		240
	4,45	6,55		300
	4,70	6,30		360
	5,00	6,00		420
	5,20	5,80		480
	5,30	5,70		540
	5,35	5,65		600
	5,45	5,55		720
	5,55	5,45		840
	5,65	5,35		960
	5,80	5,20		1080
	5,90	5,10		1200
	6,30	4,70		1500
	6,55	4,45		1800

Succion cm d'eau	Débit Q (t) cm³	$Q_\infty - Q$ (t) cm³	Temps t sec.
50 à 60 (*suite*)	6,90	4,10	2100
	7,35	3,65	2400
	7,80	3,20	2700
	7,90	3,10	3300
	8,20	2,80	4200
	8,80	2,20	5400
	9,60	1,40	6600
	9,80	1,20	7800
	9,85	1,15	9000
	10,50	0,50	10800
	10,90	0,10	12600
	11,00	0,00	14400
60 à 70	0,05	8,50	00
	4,35	4,15	30
	5,70	2,80	60
	6,80	1,70	120
	7,15	1,35	180
	7,40	1,10	240
	7,50	1,00	300
	7,80	0,70	360
	8,25	0,25	420
	8,30	0,20	480
	8,45	0,05	540
	8,50	0,00	600
	8,50	0,00	900
	8,50	0,00	1200
70 à 80	0,00	10,30	00
	1,80	8,50	10
	2,90	7,40	20
	3,55	6,75	30
	5,00	5,30	60
	6,70	3,60	120
	7,70	2,60	180
	8,25	2,05	240
	8,70	1,60	300
	9,00	1,30	360
	9,35	0,95	420
	9,55	0,75	480
	9,70	0,60	540
	9,80	0,50	600
	9,90	0,40	720
	10,20	0,10	1200
	10,30	0,00	1500
	10,30	0,00	1800
	10,30	0,00	2400

Succion cm d'eau	Débit Q (*t*) cm³	$Q_\infty - Q(t)$ cm³	Temps *t* sec.
80 à 94	0,00	6,65	00
	0,80	5,85	30
	1,30	5,35	60
	1,95	4,70	120
	2,45	4,20	180
	2,80	3,85	240
	3,10	3,55	300
	3,80	2,85	420
	4,10	2,55	600
	4,75	1,90	900
	5,50	1,15	1500
	5,90	0,75	2100
	6,30	0,35	3300
	6,40	0,25	4200
	6,55	0,10	5400
	6,65	0,00	6480

TABLEAU 4.2

MESURES DE DIFFUSIVITÉ SUR LE SABLE DE FONTAINEBLEAU

Densité sèche = 1,72
Diamètre des éprouvettes = 9,2 cm
Epaisseur de sable = 2,5 cm

Succion cm d'eau	Débit Q (*t*) cm³	$Q_\infty - Q(t)$ cm³	Temps *t* sec.
42 à 44	0,00	0,25	00
	0,10	0,15	10
	0,15	0,10	30
	0,15	0,10	90
	0,20	0,05	120
	0,20	0,05	180
	0,25	0,00	240
44 à 46	0,15	2,00	10
	0,30	1,85	30
	0,50	1,65	60
	0,85	1,30	120
	1,00	1,15	180
	1,30	0,85	240
	1,50	0,65	300

Succion cm d'eau	Débit Q (t) cm³	$Q_\infty - Q$ (t) cm³	Temps t sec.
44 à 46 (*suite*)	1,65	0,50	360
	1,70	0,45	420
	1,80	0,35	540
	2,00	0,15	660
	2,05	0,10	780
	2,10	0,05	900
	2,15	0,00	1500
	2,15	0,00	1800
46 à 48	0,00		000
	0,30	10,70	10
	0,95	10,05	30
	1,80	9,20	60
	3,00	8,00	120
	3,95	7,05	180
	4,60	6,40	240
	5,20	5,80	300
	5,60	5,40	360
	6,00	5,00	420
	6,30	4,70	480
	6,65	4,35	540
	7,00	4,00	600
	7,70	3,30	720
	8,00	3,00	900
	8,60	2,40	1200
	9,20	1,80	1500
	9,55	1,45	1800
	9,90	1,10	2400
	10,40	0,60	3000
	10,90	0,10	3600
	11,00	0,00	4200
48 à 50	0,00	3,90	00
	0,30	3,60	10
	0,85	3,05	30
	1,45	2,45	60
	2,15	1,75	120
	2,50	1,40	180
	2,80	1,10	240
	3,00	0,90	300
	3,25	0,65	420
	3,75	0,15	600
	3,90	0,00	900
	3,90	0,00	1200

Succion cm d'eau	Débit Q (*t*) cm³	$Q_\infty - Q$ (*t*) cm³	Temps *t* sec.
60 à 70	0,00	3,45	00
	0,35	3,10	10
	0,60	2,85	30
	0,90	2,55	60
	1,25	2,20	120
	1,50	1,95	180
	1,70	1,75	240
	1,80	1,65	300
	2,05	1,40	420
	2,30	1,15	600
	2,50	0,95	780
	2,70	0,75	960
	2,80	0,65	1200
	3,00	0,45	1560
	3,10	0,35	1800
	3,20	0,25	2400
	3,30	0,15	3000
	3,40	0,05	3600
	3,45	0,00	4200

CHAPITRE V

ETUDE EXPERIMENTALE DES PROFILS HYDRIQUES DANS DES COLONNES DE SABLE

5.1 - Introduction

Dans les chapitres précédents, nous avons étudié les propriétés des sables d'El Oued et de Fontainebleau du point de vue de la rétention et de la véhiculation de l'eau.

L'étude théorique du chapitre précédent nous a montré que la répartition de l'humidité découle de la connaissance des courbes de rétention et des courbes de perméabilité pour des systèmes évoluant sur une courbe de succion bien définie.

Il nous a paru utile pour confronter les conséquences de la théorie du mouvement et de l'équilibre d'humidité dans les corps pulvérulents, de procéder, en laboratoire, à l'étude des phénomènes d'imbibition et de drainage sur colonnes de sable rigoureusement homogènes, et dans des conditions expérimentales permettant de s'assurer de l'applicabilité des équations fondamentales.

Dans le choix des conditions expérimentales au laboratoire nous nous sommes inspirés du problème routier.

Lors de la construction d'une route sur un terrain naturel, on réalise un revêtement qui dans bien des cas est absolument étanche et met le sol à l'abri des variations saisonnières d'humidité provoquées par les précipitations ou par l'évaporation. Dans ces conditions, l'humidité du sol au-dessus de la nappe phréatique, dont le niveau est en général contrôlé grâce à un système de drainage adéquat, si les conditions locales le justifient, évolue en système fermé. En admettant que le revêtement étanche soit suffisamment large, les échanges d'humidité avec la nappe phréatique se feront surtout dans la direction verticale, à l'exception des bords de la route.

Nous avons essayé d'étudier le mécanisme de ces échanges et le développement des profils d'équilibre et intermédiaires, dans des colonnes de 1 m de hauteur environ, contenant une nappe phréatique à niveau contrôlé. Dans le souci d'avoir une bonne définition de l'évolution du système nous avons pris le sable soit complètement sec, après étuvage, soit entièrement saturé. Dans le premier cas, nous étudions les profils d'imbibition et dans le deuxième les profils de drainage. Nous avons par ailleurs étudié quelques cas plus complexes comme par exemple la réhumidification après drainage ou le drainage après imbibition.

5.2 - Dispositif expérimental et méthode de mesure

5.2.1 - Colonnes expérimentales

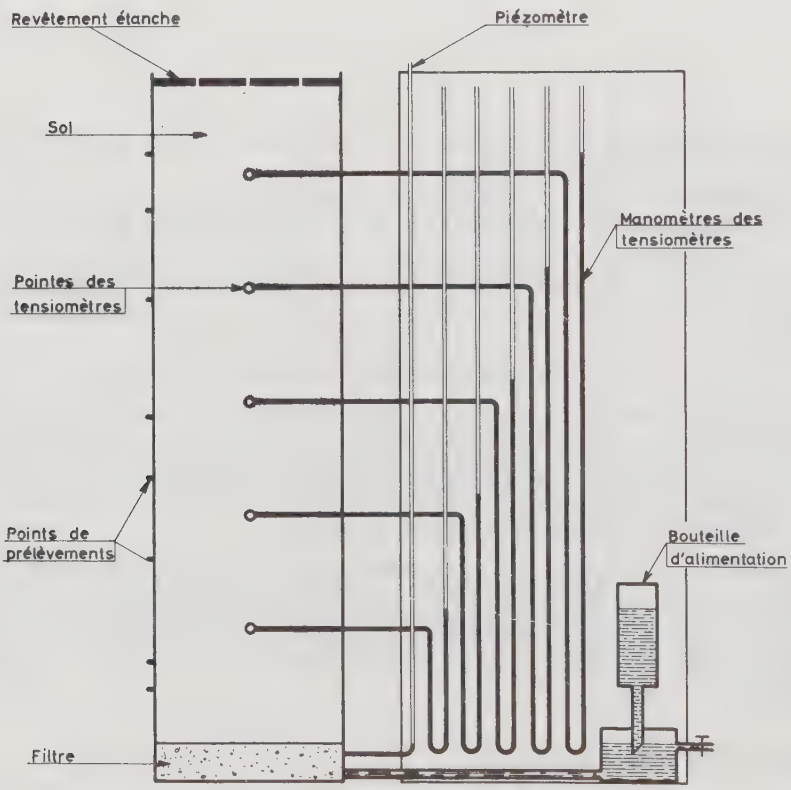
Le sable a été mis dans des moules en duralumin ou en fer galvanisé. La section de ces moules est de 25×15 cm et la hauteur de 110 cm environ. Les colonnes en duralumin comportent une fenêtre en plexiglas de haut en bas de la colonne permettant d'observer les changements de couleur du sable par humidification ou essorage. La figure 5.1 montre un schéma du dispositif, et la photo 5.1 donne une vue de l'ensemble.

Avant de mettre le sable en place nous avons introduit une couche de gravier d'environ 5 cm d'épaisseur, permettant d'alimenter la colonne en eau, sans introduire de résistances parasites. La granulométrie du gravier a été choisie pour éviter que le sable pénètre dans ses pores. Le poids du gravier et le volume des pores sont rigoureusement connus. Le sable a été ensuite mis en place par couches de 5 cm d'épaisseur et damé pour assurer une densité sèche de 1,72, pour le sable de Fontainebleau, et de 1,80 pour le sable d'El Oued. Ces valeurs représentent les densités maximales qu'on puisse obtenir avec ces matériaux et elles sont invariables et insensibles à l'humidification et aux écoulements d'eau. La densité du sable a été contrôlée couche par couche, par mesure directe du volume correspondant à la masse de sable introduite dans la colonne. La densité moyenne sur l'ensemble de la colonne a été ensuite vérifiée avec une bascule donnant le gramme. Le contrôle de la densité du sable pendant la mise en place et après remplissage de la colonne a été effectué aussi par gammagraphie, comme il sera décrit plus loin.

Nous avons rempli deux moules avec chaque sable. Sur un des moules nous avons étudié l'imbibition, sur l'autre le drainage après saturation préalable.

L'alimentation en eau a été effectuée par l'intermédiaire d'une petite cuvette, en rapport avec un tube de Mariotte plein d'eau, permettant l'alimentation à niveau constant. Pour les colonnes en imbibition, ce niveau est légèrement au-dessus de l'interface sable gravier. Le débit a été suivi en fonction du temps, l'instant zéro correspondant au remplissage de la nappe.

Fig: 5.1 Montage pour l'étude des échanges entre la colonne de sol et la nappe d'eau.



Un piézomètre placé dans le gravier permet de visualiser le niveau de l'eau dans celui-ci.

Pour la saturation des colonnes, la cuvette est remontée au niveau de la surface du sable. Le volume nécessaire à la saturation étant déterminé par mesure du volume d'eau écoulé et par pesée de la colonne après saturation.

La variation du niveau de la nappe est réalisée par déplacement de la cuvette d'alimentation. A la suite d'un rabattement de nappe, le débit évacué est recueilli dans une éprouvette graduée, grâce au trop plein de la cuvette.

Pour éviter l'évaporation, le sable dans le moule est couvert avec une couche de gravier coiffée d'une plaque de paraffine trouée, pour permettre l'évacuation ou l'entrée de l'air et assurer la mise à l'atmosphère des pores du milieu.

Sur la face arrière du moule sont prévus les emplacements des pointes des tensiomètres, pour déceler les variations de pression d'eau dans les pores, et en particulier la répartition d'équilibre. Des trous disposés latéralement, munis de bouchons en plexiglas, permettent d'effectuer des prélèvements dans le sable.

Les manomètres des tensiomètres, la cuvette d'alimentation et éventuellement la bouteille de Mariotte sont fixés à une planche attenante à la colonne.

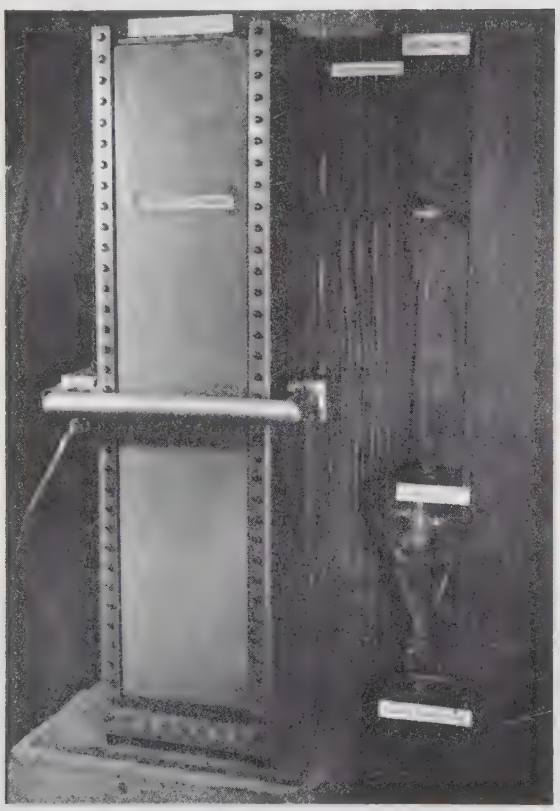


Planche 5.1 : Montage pour les essais sur colonne de sable

Pour éviter l'effet des variations de température sur les colonnes expérimentales, l'ensemble a été installé dans une chambre isotherme, à 20° C, avec une fourchette de service d'environ ± 1° C.

Pour suivre l'évolution de la teneur en eau dans la colonne sans perturber le milieu nous avons adopté une méthode par gammagraphie. Sur la planche 5.1 on peut voir la sonde utilisée à cet effet en position de mesure. Des prélèvements ont été effectués pour contrôler les valeurs données par la sonde. La pesée périodique des colonnes nous assurait une vérification globale de ces valeurs.

5.2.2 - Mesure de la teneur en eau avec la sonde à radio-isotopes

La sonde de mesure est constituée par un bâti en forme de U, dont l'ouverture a été choisie en fonction des dimensions transversales de la colonne, comportant, sur un des bras une source à rayonnements γ, le cobalt 60, et sa protection, et sur l'autre bras un compteur Geiger et les plaques de collimatation pour assurer une mesure relativement fine de la densité et de la teneur en eau du sable.

Etant donné les densités de mise en place des sables, la compacité reste invariable. On peut admettre que la densité du squelette solide ne varie pas et que les variations de densité apparente détectées par la sonde sont à attribuer à l'humidification du sable. Cette densité apparente peut être traduite en termes de teneur en eau. Nous ne faisons en réalité que des mesures de densité.

5.2.2.1 - Principe de la méthode

Les méthodes de mesure de la densité par les rayons γ sont basées sur l'adsorption du rayonnement par la matière.

Les photons γ peuvent entrer en interaction avec les électrons des atomes de plusieurs manières. Comme ces phénomènes font intervenir le nombre d'électrons et la masse des atomes, ils font intervenir la densité.

En fait, on remarque que l'adsorption du rayonnement γ par des corps de densités diverses varie presque proportionnellement à la densité. Si un rayonnement d'intensité I tombe sur un corps d'épaisseur dx la fraction du rayonnement adsorbé dI est proportionnelle à la fois à dx et à I de sorte que :

$$dI = -\mu\ I\ dx \qquad (5.1)$$

ou, pour une épaisseur donnée de matière,

$$I = I_0\ e^{-\mu x}$$

où μ est le coefficient d'adsorption, caractéristique de chaque matière.

Du point de vue physique, le phénomène de l'adsorption est un phénomène complexe, superposition de l'effet Compton, de l'effet photoélectrique et de l'effet de production de paires d'électrons de signe contraire à la suite de l'adsorption de rayons γ.

Dans le cas des matériaux sableux et pour les photons du radiocobalt d'énergie 1,1 à 1,3 Mev, l'effet Compton est prépondérant.

5.2.2.2 - Etude du dispositif de mesure et étalonnage de la méthode

Du point de vue pratique il est essentiel d'assurer une bonne définition géométrique au système de mesure de façon que la distance source-compteur Geiger soit rigoureusement invariable. Par ailleurs, pour limiter le volume du sol intéressé par la mesure, nous avons été amené à placer le tube Geiger entre deux plaques en acier de 2 cm d'épaisseur. Nous avons vérifié que la tranche de sable intéressée a une épaisseur de 1,5 cm avec le montage utilisé, et que le nombre de coups enregistré par le compteur, avec une source de 3 millicuries, permet la mesure de la densité avec une bonne précision (plus de 20.000 cp/min en transmission directe). La photo 5.2 montre la sonde utilisée avec le compteur d'impulsions et un bloc étalon en aluminium. On peut voir sur les plaques de collimatation le préamplificateur.

Le tube Geiger utilisé est du type autocoupeur, pour éviter que les décharges se prolongent dans le tube. La source de Co^{60} est logée dans un bloc en acier.

Le comptage des impulsions est effectué avec un compteur, à haute tension réglable suivant le type de tube adopté. Au préalable, le palier du tube a été déterminé, et la tension de service choisie de façon à se trouver à peu près au milieu du palier.

Pour se rendre compte de la dérive de l'installation nous effectuons un comptage avant et après chaque mesure sur un bloc en aluminium, dans les conditions de service du tube.

Planche 5.2 : Sonde au radiocobalt, compteur d'impulsions, et bloc étalon en aluminium.

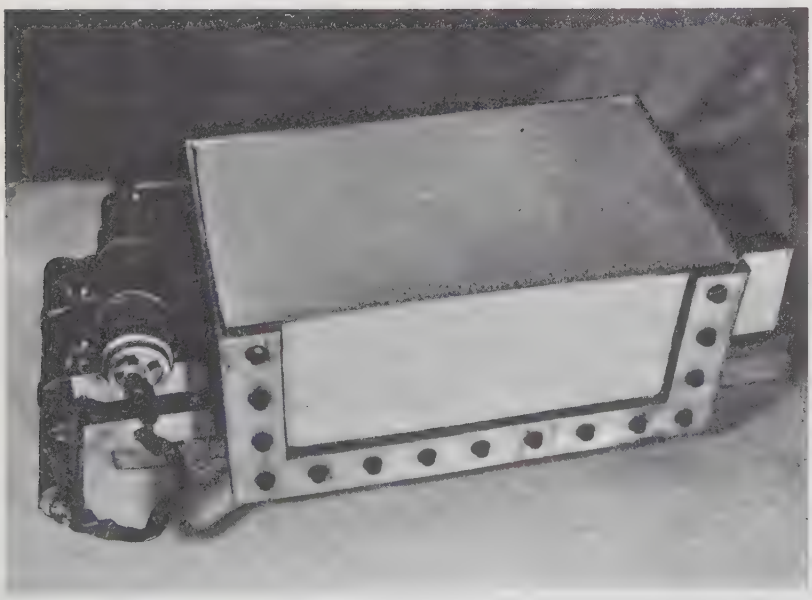
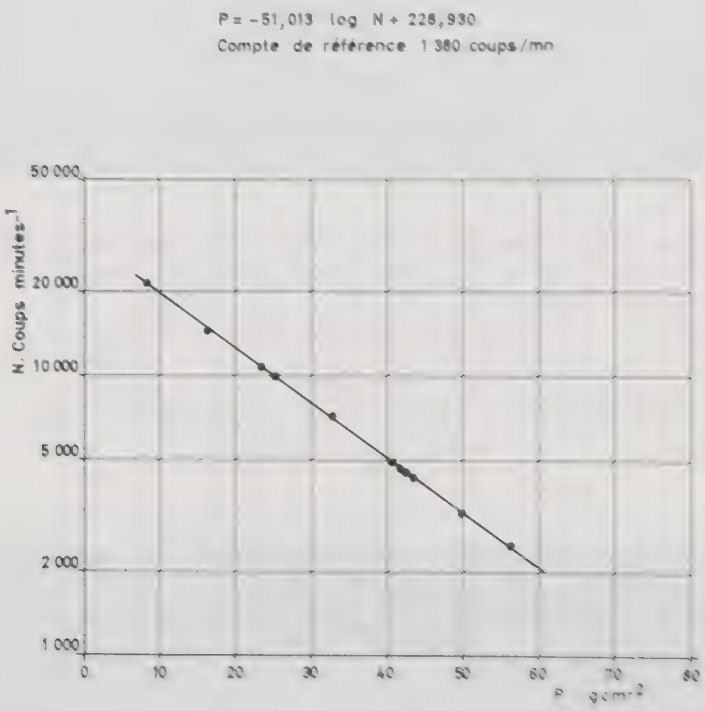


Planche 5.3 : Moule d'étalonnage du dispositif de mesure de la teneur en eau des sables.

Les mesures effectuees sur le bloc etalon permettent de ramener les comptages à une date de reference.

Afin de proceder à l'etalonnage du système de mesure, nous avons realise deux cuves de petite hauteur et de section droite identique à celle des colonnes employees. La photo 5.3 represente une de ces cuves remplie de sable.

Fig: 5.2 Etalonnage de la sonde équipée avec tube Tracer Lab TGC 6 sur bac en tole galvanisée.



Pour étudier l'influence de la densité sur le compte enregistre par le tube Geiger, differentes densites ont ete réalisées dans ces cuves avec du sable sec ou sature, mis en place saupoudre, vibre ou dame, avec de l'argile en poudre, du ciment en poudre, de la vermiculite et du beton. La densite des sables dans les colonnes etant comprise entre 1,72 et 1,80 nous avons realise toute une plage de densites allant de 0,2 à 2,2, et encadrant les valeurs des sables. Les comptages sont effectues pendant trois minutes et repetes quatre fois pour chaque point de manière à reduire les erreurs statistiques. Le temps de comptage a ete reduit à une minute pour les faibles densites.

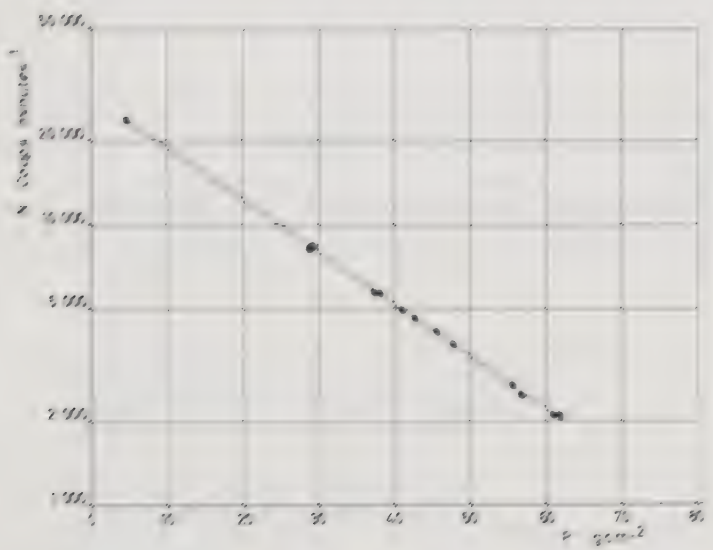
Les résultats des essais d'etalonnage sont exprimes par une relation entre le nombre d'impulsions par minute N et la pression P equivalente à l'epaisseur de la couche traversee, produit de l'epaisseur par la densité apparente du materiau. Cette relation est logarithmique, comme il resulte de l'équation (5.2). La relation la plus probable a ete determinee en appliquant aux resultats des essais le principe des moindres carres. Sur les graphiques 5.2, 5.3 et 5.4 sont traces les droites d'etalonnage et les points experimentaux correspondants pour les differents tubes et moules employes. La moyenne du nombre d'impulsions obtenues sur le bloc etalon, au moment des essais d'etalonnage represente le compte de reference. Par la suite, tous les comptages effectues sur les colonnes ont ete ramenes à cette valeur, en introduisant une correction determinee à partir des comptages enregistres avec le bloc etalon. C'est, en quelque sorte, une correction d'epoque.

Les graphiques d'étalonnage nous donnent pour chaque valeur du compte N la valeur de P. L'erreur quadratique moyenne sur P est de $\pm$ 0,40 g cm^2 (erreur de la formule).

5.2.2.3 - **Application à la détermination des profils de teneur en eau**

Pour obtenir la densité apparente des matériaux traversés par le rayonnement à partir de la valeur de P, il suffit de diviser P par l'épaisseur. Les points de mesure dans les colonnes sont toujours les mêmes, et l'épaisseur de matériau a été déterminée au préalable. Toutefois, étant donné que pour des raisons de rendement et pour éviter d'accumuler des erreurs expérimentales, une détermination de la densité sèche du sol dans les colonnes a été effectuée aux mêmes points de mesure avec la sonde, nous disposons de la valeur $P_s = e \times \gamma_d$.

Fig 5.3 Etalonnage de la sonde équipée avec tube LCT 3G12 sur bac en tôle galvanisée.



La teneur en eau w du sol, pour toute valeur de P est :

$$w = \frac{P}{P_s} - 1 \qquad (5.3)$$

Pour obtenir P ou P_s, il faut d'abord ramener les comptages correspondants à la base du compte de référence n sur le bloc en aluminium :

$$N = N' \frac{n}{n'} \qquad (5.4)$$

où :

N' = compte obtenu sur la colonne à une certaine époque.

n' = compte sur le bloc étalon à la même époque.

n = compte de référence sur le bloc étalon au moment de l'étalonnage.

N = valeur corrigée de la mesure effectuée sur la colonne, et qui permet d'obtenir P ou P_s.

Etant donné la précision de P ou de P_s qui est actuellement de l'ordre de 0,40 gcm^{-2}, l'erreur maximale sur la teneur en eau est de l'ordre de 1 %, compte tenu d'un calcul d'erreur sur l'expression 5.3.

On peut réciproquement déterminer l'erreur sur N pour que l'erreur sur la teneur en eau soit au maximum de 1 %.

De l'expression de la droite d'étalonnage

$$P = P_0 (1 + w) = -a \log N + b$$

il est facile de déduire, en développant le logarithme en série :

$$\frac{\Delta N}{\Delta w} = \frac{N P_0}{a} \left[1 + \frac{1}{2} \frac{\Delta N}{N} + \frac{1}{3} \left(\frac{\Delta N}{N}\right)^2 + \ldots\right] \qquad (5.6)$$

Dans le cas des colonnes de sable :

$P_0 = 45$ g/cm²
$N = 3000$ cp/min
$a = 51$

d'où :

$$\Delta N \simeq 27 \text{ cp/min.}$$

Dans nos mesures, l'erreur résultante sur N est inférieure à $\pm$ 20 cp/min.

Les valeurs de la teneur en eau obtenues avec la sonde ont été comparées aux déterminations par prélèvement dans les colonnes. Compte tenu de la précision des deux méthodes de mesure l'accord est, en général, satisfaisant. Sur les graphiques 5.8, 5.16 et 5.17 nous avons fait figurer les points obtenus avec la sonde et les résultats sur les prélèvements. Il faut remarquer que les prélèvements ne pouvant être effectués qu'un nombre de fois très restreint, les comparaisons sont peu nombreuses.

Par contre, nous avons effectué des vérifications indirectes en calculant la quantité d'eau dans la colonne, à partir des mesures de débit et d'humidité. Ceci nous permet d'établir un véritable bilan des quantités d'eau restant dans la colonne, pompées ou évacuées. Les pesées de la colonne permettent de faire des recoupements.

Sur le tableau suivant et pour une colonne de sable de Fontainebleau, saturé au préalable, nous avons groupé les résultats de ces calculs. Pour comparer les chiffres il faut tenir compte du fait que les mesures avec la sonde sont effectuées en 8 points, et que l'interpolation des courbes peut donner aisément lieu à des erreurs. On peut estimer que l'erreur de la détermination de la quantité d'eau à partir des profils hydriques relevés, est au minimum de 5 % et au maximum de 10 %.

Fig. 5.4 Etalonnage de la sonde équipée avec tube LCT 3G 12 sur bac en duralumin avec fenêtre en plexi..

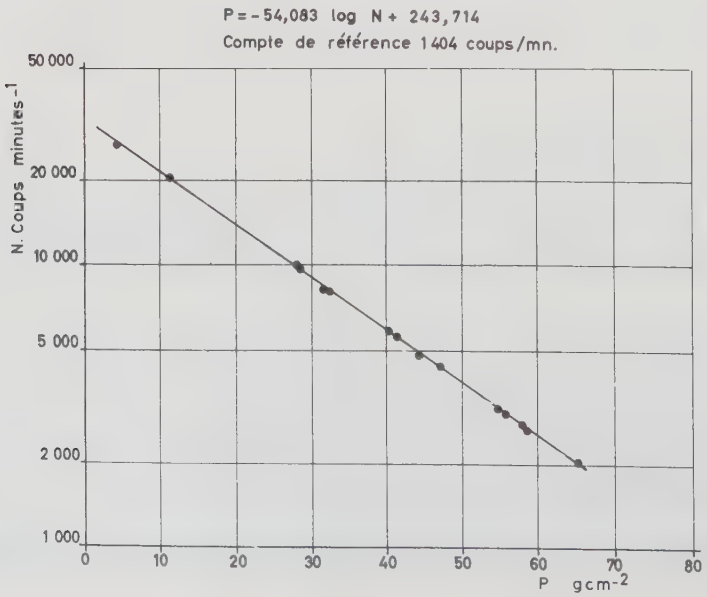


TABLEAU I

BILAN D'EAU D'UNE COLONNE DE SABLE DE FONTAINEBLEAU

Opération	Quantité d'eau dans le sable	
	Mesure directe litre	Sonde litre
Saturation	14,00	14,1
1er Rabattement à 0,50 m	13,35	13,3
1er Rabattement à 1,00 m	8,40	7,7
1re Remontée à 0,50 m	12,00	12,30
2e Rabattement à 1,00 m	8,50	8,0
2e Remontée à 0,50 m	12,40	12,15
3e Rabattement à 1,00 m	9,00	8,6
Saturation	14,00	12,9
4e Rabattement à 1,00 m	9,0	8,2

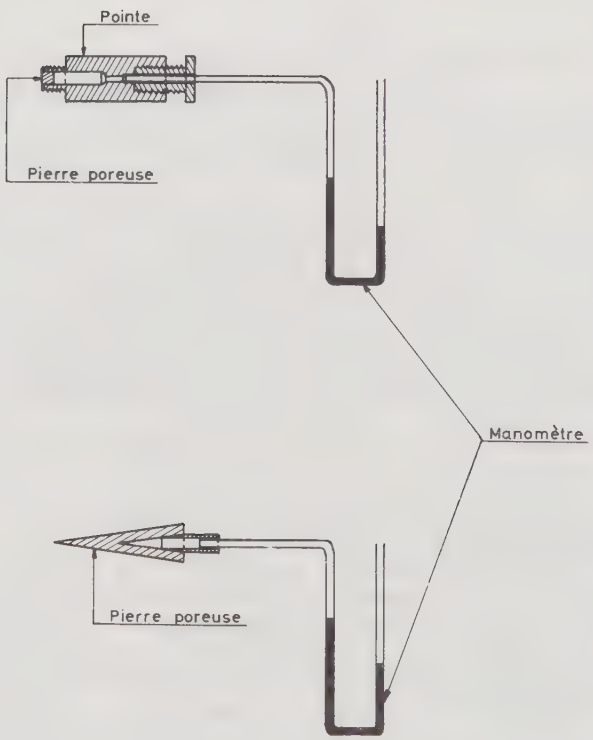
5.2.3 - **Mesure de la pression de l'eau dans les pores**

Sur la face arrière des colonnes, des tensiomètres ont été installés pour la mesure de la pression de l'eau dans les pores. Ces appareils, que nous avons déjà utilisés dans la cellule des essais de perméabilité, sont constitués essentiellement par une pierre poreuse de porométrie adaptée aux pressions à mesurer, sertie dans une pointe, en contact avec le sol et reliée à un manomètre à eau ou à mercure, suivant les cas, le système étant entièrement rempli d'eau dégazée. La figure 5.5 montre deux modèles de tensiomètre utilisés dans nos essais. Les manomètres ont été réalisés en tube polythène de 1 mm de diamètre intérieur pour réduire le temps de réaction de l'appareil.

Sur les colonnes en drainage, les manomètres sont remplis avec de l'eau. Les appareils sur ces colonnes ont donné satisfaction.

Dans les sables secs, le fonctionnement des appareils est très erratique, sauf au voisinage de l'équilibre. Ceci provient du fait que, aux faibles teneurs en eau, la succion du matériau est considérable et dépasse largement une atmosphère, qui est la pression de rupture des pierres poreuses. Au delà, l'air pénètre dans la pointe, et l'appareil donne des indications fausses, et il faut le remplacer. Les tensiomètres dans ces colonnes ont permis néanmoins de déceler l'équilibre.

Fig: 5.5 Coupes de deux modèles de tensiomètre



5.3 - Description et résultats des essais

Les essais effectués sur les colonnes de sable peuvent être classés, pour la commodité de l'exposé de la façon suivante :

— évolution du profil de teneur en eau dans les colonnes saturées à la suite du rabattement de nappe ;

— développement des profils d'imbibition pour deux profondeurs de la nappe, dans les colonnes de sable sec.

5.3.1 - Colonnes en drainage

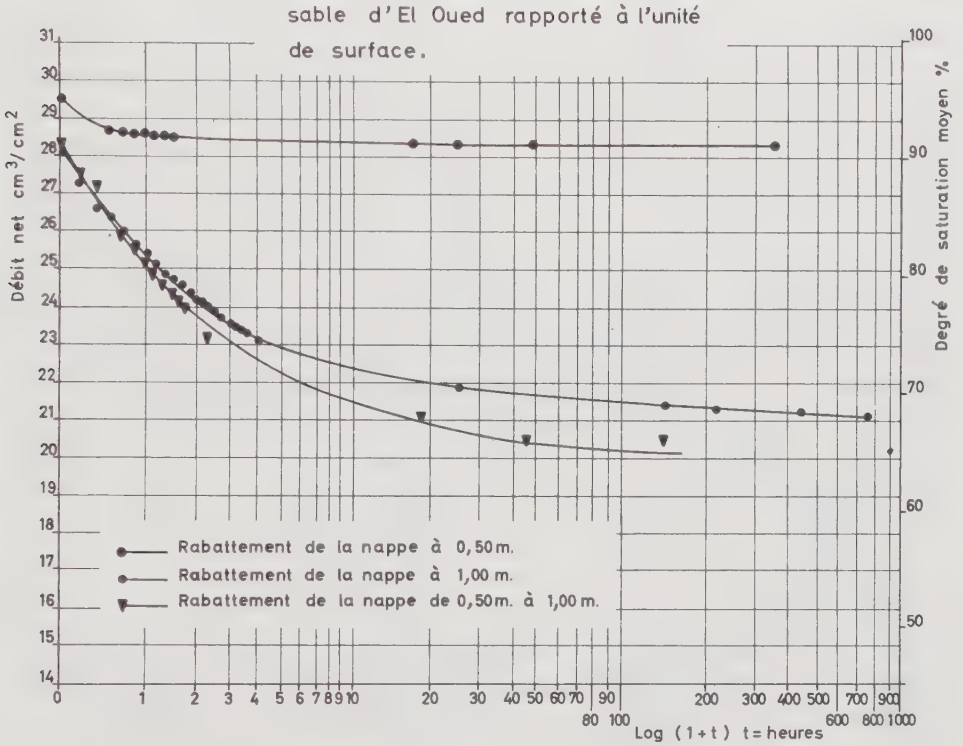
Nous avons mesuré les débits évacués en fonction du temps, les profils d'humidité et la pression de l'eau dans les pores, pour chaque position de la nappe phréatique.

5.3.1.1 - Courbes de débits

Les figures 5.6 et 5.7 donnent les courbes de débit respectivement pour les sables d'El Oued et de Fontainebleau. Le débit net est exprimé en centimètres cubes par centimètre carré de section droite, pour faciliter la comparaison des

résultats des différentes colonnes. Dans le même but, nous avons fait figurer parallèlement à l'axe des débits le degré de saturation moyen de la colonne de sable. Les débits sont représentés en fonction du log $(1 + t)$. Nous avons préféré utiliser cette échelle au lieu de l'échelle en $\sqrt{t}$, car les mesures initiales sont plus facilement étalées et de toutes façons, avec une échelle en $\sqrt{t}$, nous n'obtenons pas une droite pour la phase initiale du phénomène, à l'exception d'un ou deux essais.

Fig: 5.6 Débit évacué par une colonne de sable d'El Oued rapporté à l'unité de surface.



Les graphiques montrent que la saturation des colonnes est réalisée à environ 5 % près. D'après les courbes de débit, 95 % du débit est évacué en moins de 24 heures. Le débit augmente considérablement avec le rabattement de nappe. Alors que le débit drainé à la suite d'un rabattement de 0,50 m est de l'ordre de 1 cm³/cm², ce débit devient 12 fois supérieur dans le cas du sable de Fontainebleau et 8 fois pour le sable d'El Oued, pour un rabattement double, de 100 cm d'amplitude. Pratiquement, le fait d'effectuer le rabattement par étapes ou en une seule fois ne change pas le débit drainé.

Le degré de saturation atteint après drainage est plus bas dans le sable de Fontainebleau que dans le sable d'El Oued. Cette différence est de l'ordre de 10 %.

Sur la figure 5.7 nous avons tracé les courbes des débits nets pompés à la suite d'une remontée de la nappe à 0,50 m. Le phénomène est aussi très rapide. Cependant, le degré de saturation atteint est 10 % plus faible que dans le cas du rabattement à 0,50 m. La répartition d'humidité dans le sable n'est pas identique dans les deux cas.

5.3.1.2 - Profils de teneur en eau

Etant donné la rapidité des échanges d'humidité dans les matériaux très humides, nous avons cherché à étudier surtout les états d'équilibre.

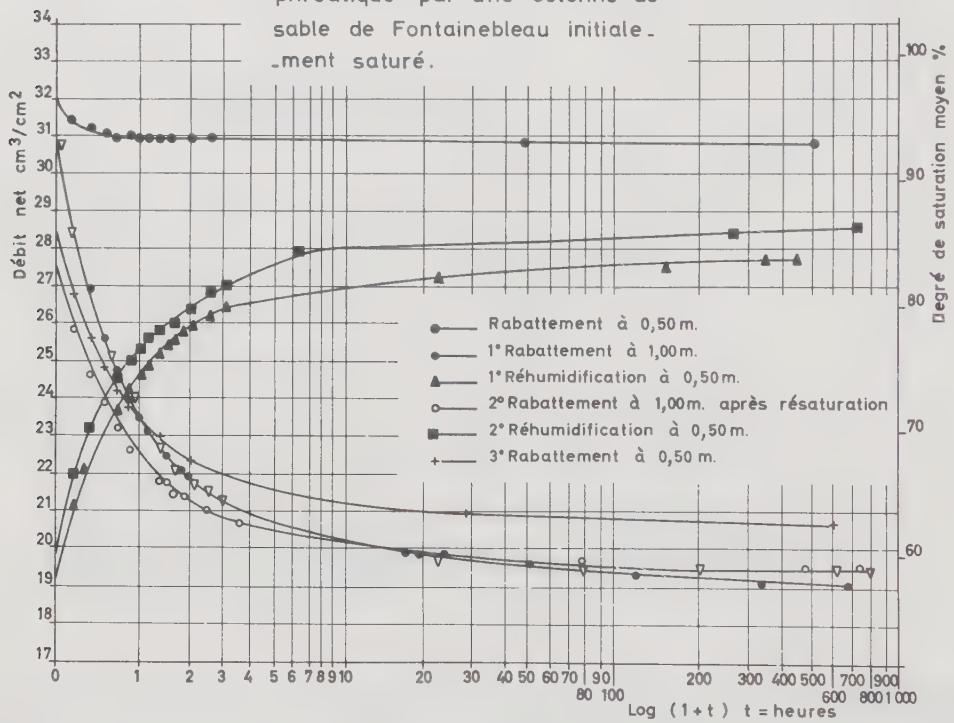
Sur le graphique 5.8 nous présentons les profils hydriques d'équilibre pour le sable d'El Oued pour la nappe à 0,50 m et à 1 m. Nous donnons la teneur en eau (et le degré de saturation) pour les différents points au-dessus de la nappe phréatique, déterminée par prélèvement ou avec la sonde au radiocobalt. Nous avons tracé aussi les répartitions théoriques pour les deux positions de la nappe.

Le profil d'équilibre a été déterminé grâce à la courbe de succion correspondante (branche de drainage). En effet, nous avons admis qu'à l'équilibre, la pression de l'eau dans les pores u à un point à la cote z par rapport à la nappe, est :

$$u = -\gamma z = -s\,(w) \tag{5.7}$$

ce qui constitue une répartition hydrostatique.

Fig: 5.7 Débits échangés avec la nappe phréatique par une colonne de sable de Fontainebleau initialement saturé.



La répartition de la teneur en eau découle immédiatement de la courbe de succion, $w\ (s = \gamma z)$.

Le graphique 5.9 donne les résultats obtenus avec le sable de Fontainebleau.

Aussi bien pour le sable de Fontainebleau que pour celui d'El Oued, l'accord entre les répartitions théoriques et les valeurs expérimentales est dans la précision des mesures.

La figure 5.10 représente un profil de réhumidification à la suite de la remontée de la nappe de 1 m de profondeur à 0,50 m. Le profil d'équilibre dans ce cas ne coïncide pas avec les courbes de succion, imbibition ou drainage, représentées en trait interrompu sur le graphique. La courbe d'équilibre théorique a été calculée en prenant des courbes de succion d'humidification à l'intérieur de la boucle d'hystérésis définies par la teneur en eau et la succion initiales (branche de drainage) et aboutissant sur la courbe d'imbibition, avec $s = u = -\gamma z$. Chaque point du sable décrit une courbe différente et il n'y a pas de relation $\psi\,(w)$ valable pour toute la masse du matériau. A fortiori, $\psi\,(w)$ n'admet pas de dérivée par rapport à z.

Le temps nécessaire à l'équilibre dans les colonnes en drainage est de l'ordre de quelques jours. Cependant, nous avons attendu en moyenne un mois, à chaque position de la nappe.

Fig: 5.8 Répartition de l'humidité dans une colonne de sable initialement saturé à la suite d'un rabat. -tement de 0,50 m. suivi après équilibre d'un rabattement à 1,00 m.. Sable d'El Oued.
Densité sèche : 1,80

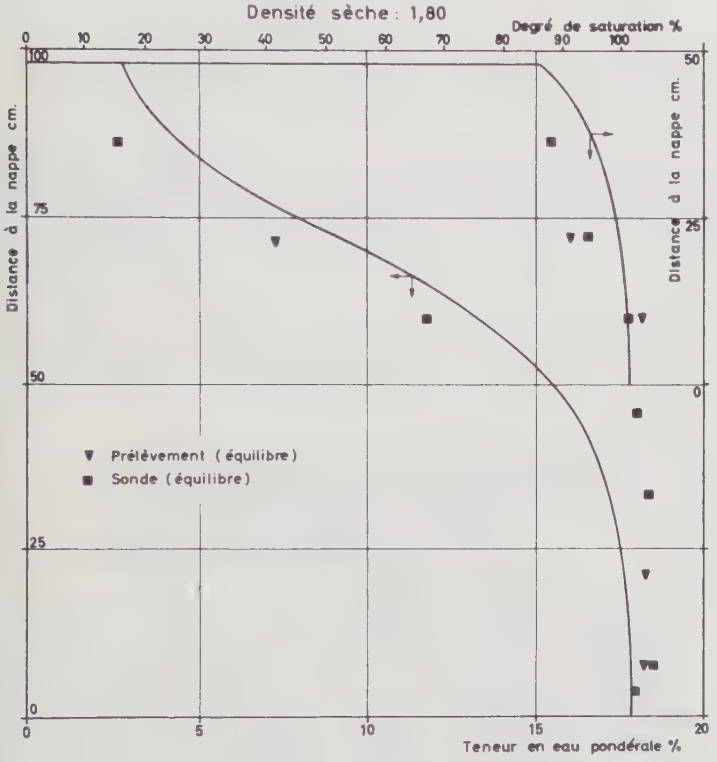
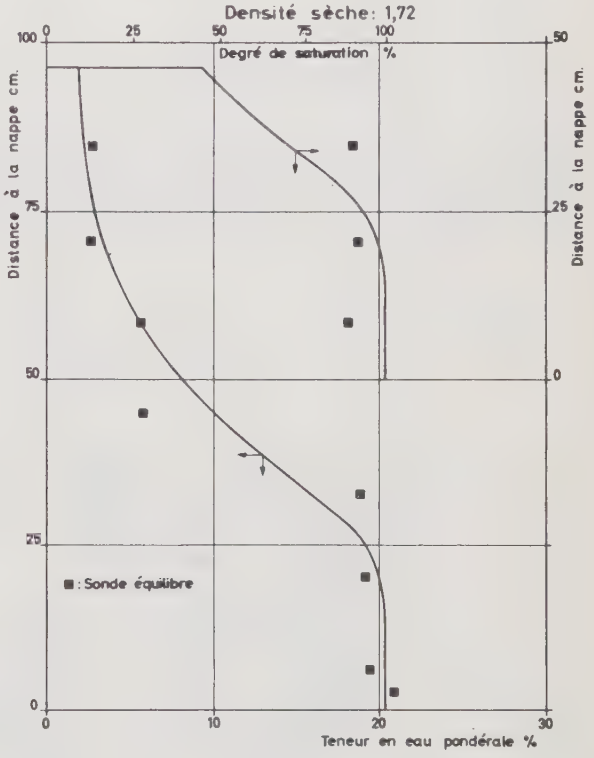


Fig: 5.9 Répartition de la teneur en eau dans le sable saturé après rabattement de la nappe à 0,50 m. et 1,00 m.
Sable de Fontainebleau
Densité sèche: 1,72



5.3.1.3 - **Répartition des pressions de l'eau dans les pores**

L'évolution de la pression de l'eau dans les pores des sables a été relevée avec des tensiomètres.

Sur la figure 5.11, sont représentés les résultats de ces mesures sur une colonne de sable d'El Oued en drainage (nappe à 1 m). A l'équilibre les mesures tombent sensiblement sur la droite $\frac{u}{\gamma} = -z$, ce qui vérifie la répartition hydrostatique des pressions. Le temps nécessaire à atteindre cette répartition d'équilibre est cependant plus long qu'il ne résulte des mesures de débit et des relevés de teneur en eau. Ceci s'explique par le temps de réaction des tensiomètres, qui introduit un retard dans la mesure.

Fig: 5.10 Répartition de la teneur en eau dans le sable initialement saturé après rabat-tement de la nappe à 1,00 m. suivi d'une remontée de celle-ci à 0,50 m..
Sable de Fontainebleau - Densité sèche : 1,72

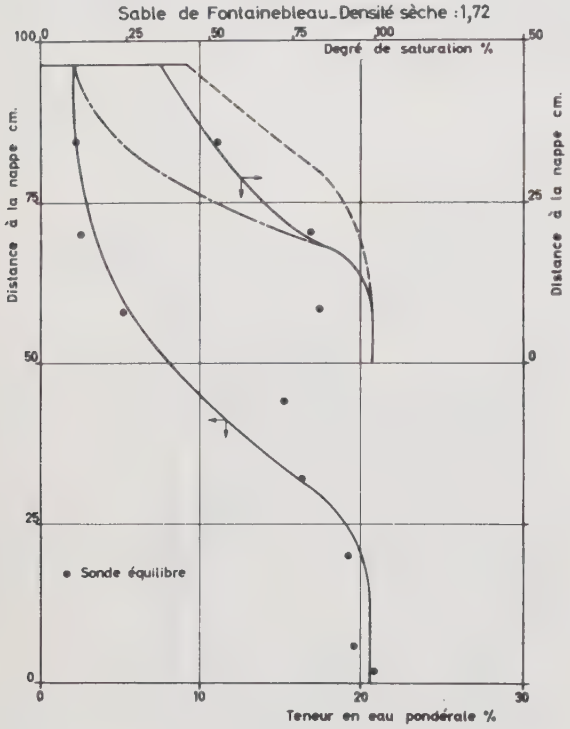


Fig: 5.11 Mesure des pressions de l'eau dans les pores d'une colonne de sable d'El Oued initialement saturé après abaissement de la nappe à 1,00 m.

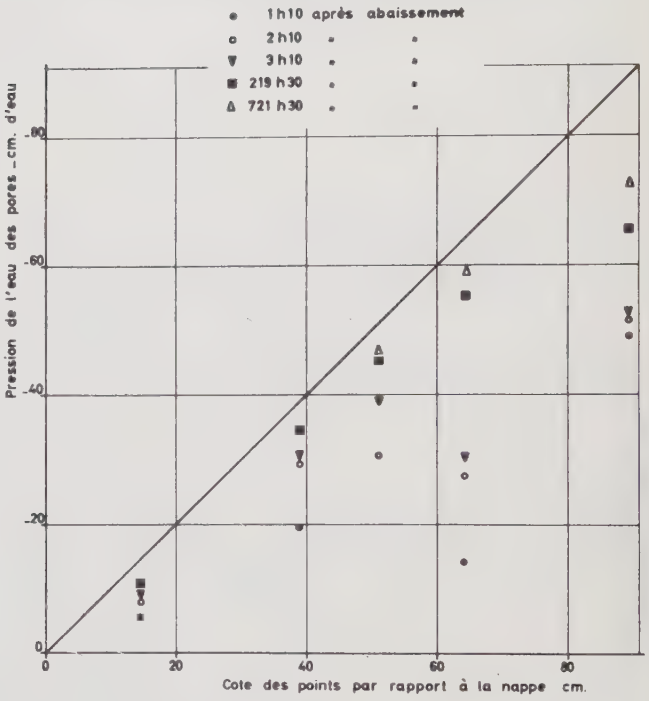


Fig: 5.12 Mesure des pressions de l'eau dans les pores d'une colonne de sable de Fontainebleau initialement saturé après abaissement de la nappe à 1,00 m.

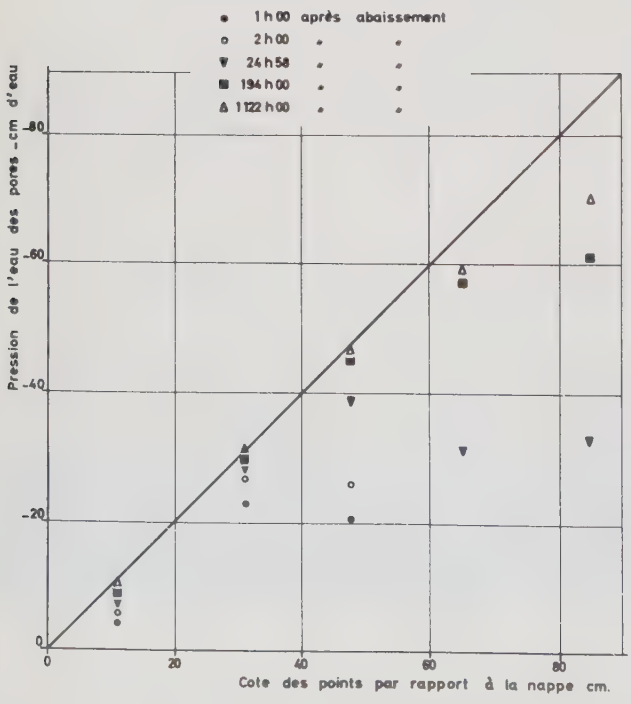
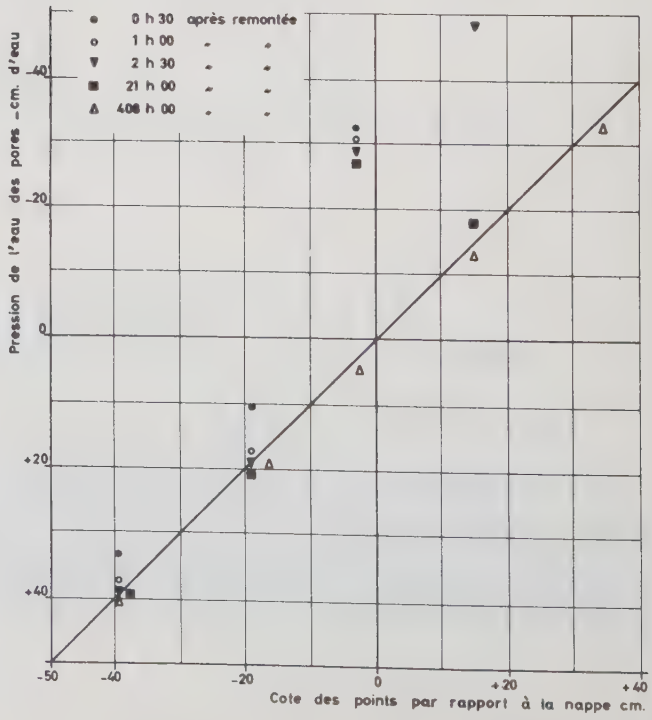


Fig: 5.13 Répartition de la pression de l'eau des pores dans une colonne de sable de Fontainebleau initialement saturé après remontée de la nappe de 1,00 m. à 0,50 m.



Le graphique 5.12, relatif au sable de Fontainebleau nous montre des résultats semblables.

Sur le graphique 5.13 nous avons représenté la répartition d'équilibre des pressions, à la suite d'une remontée de la nappe, et on constate que la répartition des pressions est aussi hydrostatique.

5.3.2 - Colonnes en imbibition

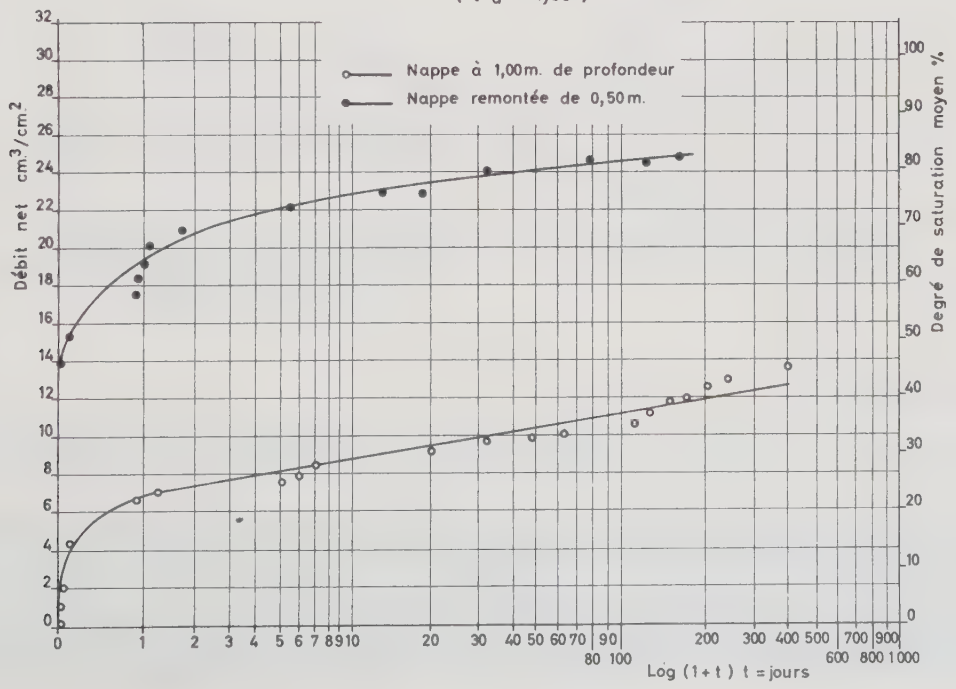
Les phénomènes d'imbibition étant en général beaucoup plus lents que ceux du drainage, nous avons dû nous limiter, au point de vue essais, à l'étude du phénomène pour une ou deux positions de la nappe d'eau.

5.3.2.1 - Courbe des débits

Sur les figures 5.14 et 5.15, nous avons tracé les courbes des débits pompés par les deux sables, en fonction du temps.

Nous avons constaté que l'imbibition de la colonne se traduit dans la masse de sable par le déplacement d'un front humide. La courbe des débits, donne l'impression que le phénomène n'est pas continu et se poursuit par mouvements saccadés. Le graphique des débits du sable d'El Oued manifeste assez bien les temps d'arrêt et de reprise de l'humidification. Cependant, l'allure générale de la courbe est régulière. Il ressort tout de suite de la comparaison avec la courbe 5.6 que le degré de saturation moyen du sable en équilibre d'imbibition est beaucoup plus faible : respectivement 40 % et 65 % pour la nappe à 1 m de profondeur. Cette différence est moins sensible lorsque la nappe se trouve à 0,50 m de la surface du sol.

Fig:5.14 Débit pompé par une colonne de sable d'El Oued rapporté à l'unité de section (γ_d = 1,80)

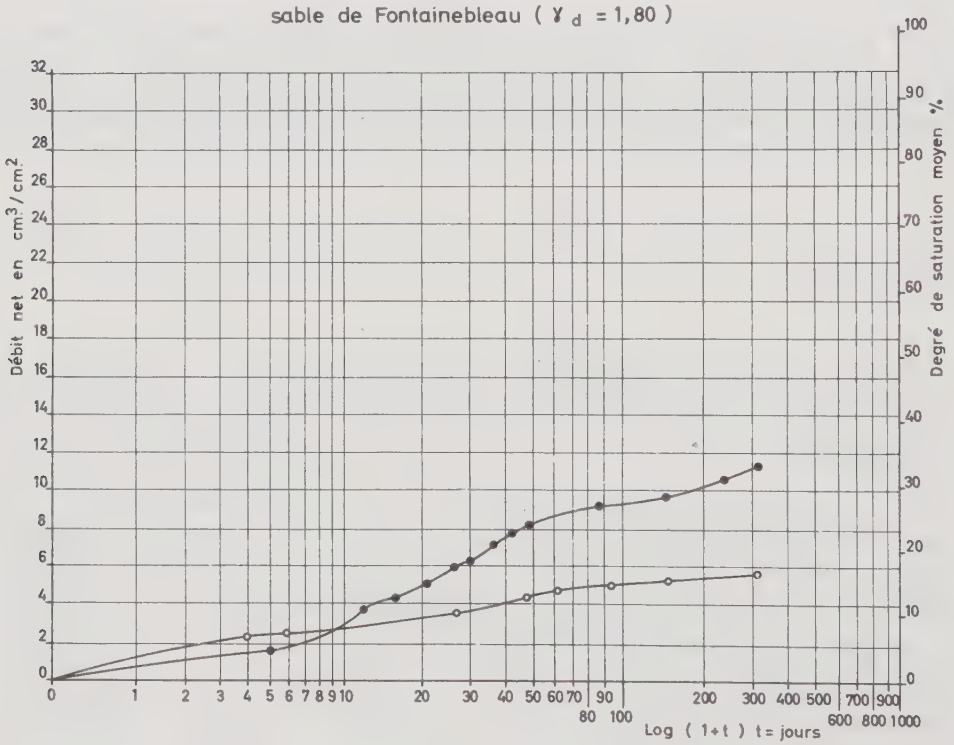


Le sable de Fontainebleau (fig. 5.15) présente une grande résistance à l'imbibition. Sur une des deux colonnes essayées, un an après la mise en eau de la colonne, la saturation moyenne atteinte était à peine de 15 %, alors que, à l'état d'équilibre, la saturation moyenne serait de 32 %. Il est d'ailleurs connu que le sable de Fontainebleau ne se laisse pas mouiller facilement. Même déversé dans l'eau, il reste des mottes de sable sec. Il y a là un véritable blocage de l'écoulement.

Pour l'autre colonne de sable de Fontainebleau, l'équilibre a été atteint à la fin d'un an. Toutefois, la courbe d'imbibition tracée sur la figure 5.15 présente une allure très différente de toutes les autres. L'imbibition ne s'est déclenchée qu'à partir du cinquième jour et aucun palier ne semble s'amorcer, alors que le matériau approche de l'équilibre (répartition des pressions hydrostatiques).

Avec le sable d'El Oued l'équilibre d'imbibition est atteint à la fin de deux ou trois mois, suivant la position de la nappe par rapport à la surface du sol. On conçoit d'après nos essais, que cet équilibre serait beaucoup plus long à atteindre pour une nappe plus profonde. L'allure de la courbe d'imbibition pour ces matériaux est la même que pour la courbe de drainage.

Fig:5.15 Débits pompés par deux colonnes de sable de Fontainebleau (γ_d = 1,80)



5.3.2.2 - **Profils de teneur en eau**

Avec le sable d'El Oued, nous avons pu étudier le phénomène de l'imbibition jusqu'à l'équilibre, pour deux positions de la nappe.

En ce qui concerne les répartitions de la teneur en eau à l'équilibre (fig. 5.16), nous avons tracé les courbes théoriques déduites de la branche d'imbibition de la courbe de succion et on peut voir que les points expérimentaux se placent bien par rapport à ces courbes.

Sur le même graphique sont représentés les points correspondant à un jour et à dix jours après la mise en eau. Ils montrent bien l'existence d'un front humide qui monte dans la colonne. La teneur en eau derrière le front humide est d'ailleurs très voisine de la teneur en eau d'équilibre, de même que la pression de l'eau. Le front présente une véritable discontinuité aussi bien au point de vue de la teneur en eau que de la pression de l'eau.

Pour le sable de Fontainebleau, nous avons tracé la répartition de la teneur en eau à l'équilibre, pour la nappe à 1 m de profondeur. Le profil d'équilibre théorique et les points expérimentaux montrent là aussi un très bon accord.

5.3.2.3 - Répartition de la pression de l'eau des pores

Les colonnes en imbibition développent une pression interstitielle, au-dessus du front humide beaucoup trop importante pour que nous puissions la mesurer avec les tensiomètres à manomètre à mercure. Le passage du front humide à l'emplacement d'un tensiomètre entraîne une chute de la pression, qui se rapproche après, très rapidement, de la valeur d'équilibre $u = -\gamma z$.

Fig:5.16 Répartitions de l'humidité dans une colonne de sable en rapport avec une nappe à 1,00 m. de profondeur remontée après équilibre à 0,50 m. Sable d'El Oued . Densité sèche : 1,80

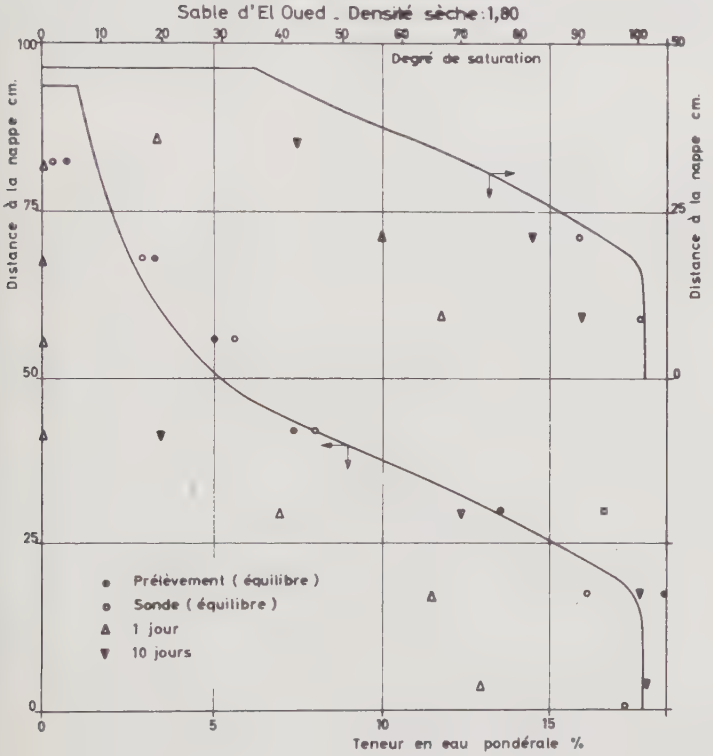
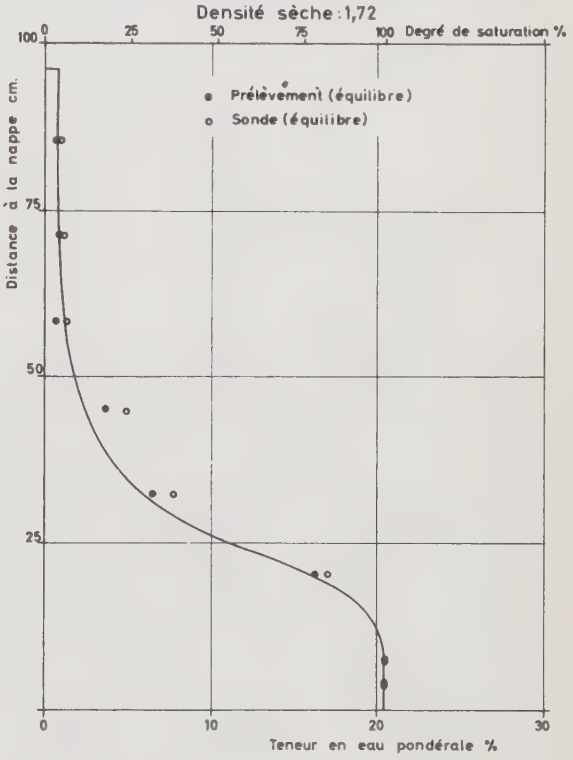


Fig:5.17 Répartition de l'humidité dans une colonne de sable en rapport avec une nappe a 1 00m. de profondeur (Imbibition) Sable de Fontainebleau. Densité sèche : 1,72



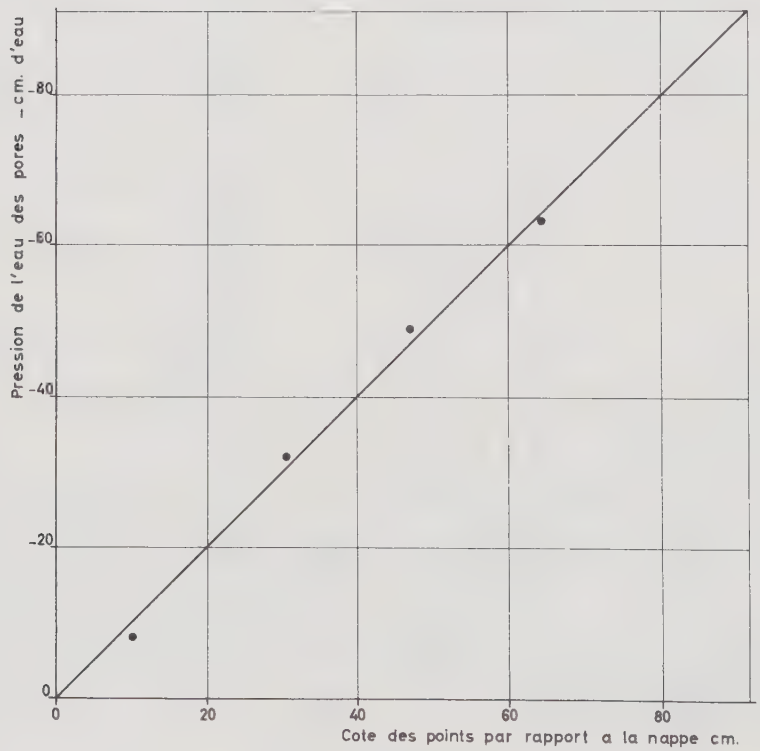
Une fois l'équilibre atteint, la répartition de la pression de l'eau est rigoureusement hydrostatique, aussi bien avec le sable d'El Oued (fig. 5.18) qu'avec le sable de Fontainebleau.

5.4 - Interprétation et discussion des résultats des essais sur les colonnes

Dans le paragraphe précédent, nous avons vu que, dans des conditions d'équilibre statique, le profil de teneur en eau au-dessus d'une nappe phréatique peut être déduit de la courbe de succion. Il suffit de rechercher dans la branche appropriée de la courbe de succion les valeurs de la teneur en eau correspondant à une succion égale à la cote du point par rapport à la nappe. Cette méthode reste valable même lorsque les différents points du sol au-dessus de la nappe ne se trouvent pas sur la même courbe de succion, comme c'est le cas dans les équilibres complexes qui s'établissent dans un sol à la suite des variations de niveau de la nappe.

Les conditions d'équilibre thermodynamique que nous avons développées dans le Chapitre II sont entièrement vérifiées dans les massifs sableux, et la preuve reste faite, qu'indépendamment de tout mécanisme ou tout modèle de l'eau retenue et du sol, l'eau est sollicitée et se déplace en fonction des gradients de potentiel $\varnothing = \psi + z$. Ce résultat est fondamental, car c'est sur cette toile de fond que doivent être envisagés tous les phénomènes de transfert d'eau retenue dans un milieu poreux.

Fig:5.18 Relevé du profil des pressions de l'eau dans les pores dans une colonne de sable d'El Oued initialement sec en équilibre avec une nappe à 1,00 m. de profondeur.



Au Chapitre IV, nous avons établi des équations permettant d'étudier aussi bien l'équilibre dynamique de l'humidité dans les sols sableux, que le cas le plus général du mouvement variable.

Si le milieu poreux au lieu d'être isolé de l'extérieur par un revêtement étanche, comme c'était le cas dans nos essais sur colonnes de sol, est en rapport avec l'atmosphère, et est soumis de ce fait à une évaporation en surface, les répartitions de la teneur en eau et de la pression de l'eau dans les pores sont totalement différentes des répartitions d'équilibre statique. Le problème dans ce cas revient à trouver une solution de l'équation (4.14), comme il a été indiqué au Chapitre IV.

Entre deux états d'équilibre, dans les conditions d'essais des colonnes de sable, le mouvement de l'eau est essentiellement un mouvement variable dans un système isolé de l'extérieur, et en rapport avec la nappe phréatique.

Nous avons cherché à déterminer par le calcul les profils intermédiaires de teneur en eau dans une colonne de sable d'El Oued sec et mis en contact avec une nappe phréatique. S'agissant d'un écoulement vertical, l'équation du phénomène est l'équation (4.18) :

$$\frac{\partial w_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D \frac{\partial w_v}{\partial z}\right) + \frac{\partial k}{\partial z} \tag{5.8}$$

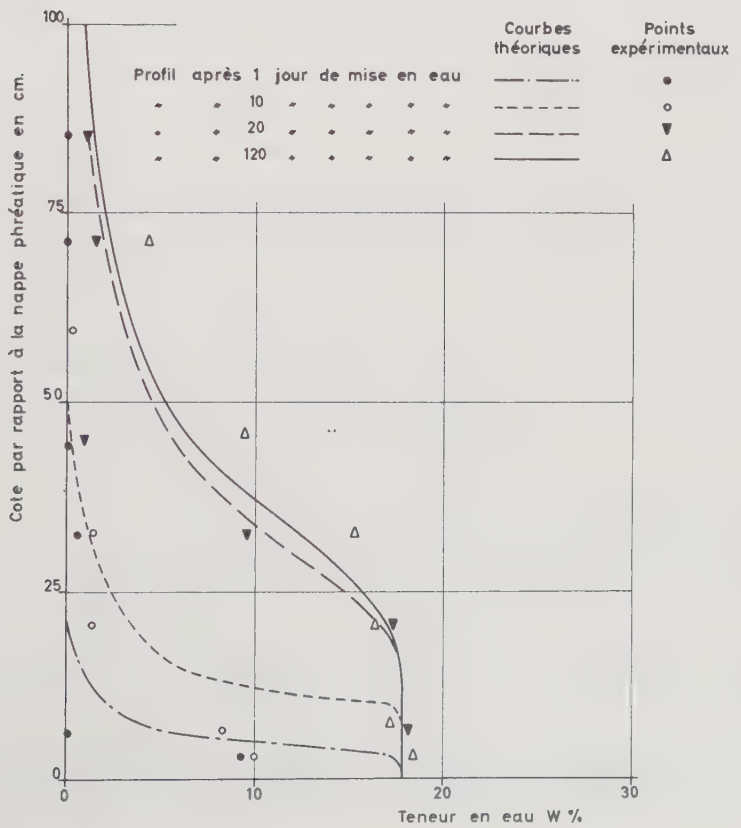
avec les conditions aux limites suivantes

$$w_v = 0 \qquad t = 0 \qquad z > 0 \tag{5.9}$$
$$w_v = \alpha \qquad z = 0 \qquad t \geqslant 0$$

où α est la teneur en eau de saturation du sable.

Pour intégrer cette équation, étant donné que D est une fonction de la teneur en eau, nous avons utilisé une méthode d'intégration numérique (Philip, 1955, 1957). La méthode consiste d'abord dans l'intégration de l'équation (5.8) sans le deuxième terme du second nombre (écoulement horizontal), et ensuite dans la détermination de corrections pour tenir compte du terme k. Nous avons rassemblé dans la figure 5.19 l'essentiel de ces calculs.

Fig:5.19 Répartitions expérimentales et théoriques de l'humidité dans une colonne de sable d'El Oued (Imbibition)



On constate que les répartitions théoriques d'humidité manifestent un front humide très marqué, qui se déforme et se propage dans la colonne de sable en fonction du temps. L'introduction dans l'équation (5.8) d'un coefficient de diffusivité, fonction de la concentration d'humidité dans le sol, déterminé expérimentalement, comme il a été montré dans les chapitres précédents, permet d'obtenir ce résultat remarquable et typique de la propagation de l'humidité dans les milieux sableux : la formation d'un front humide. Une solution de 5.8, en admettant que D est constant, ne permettrait pas de mettre en évidence le front humide (Crank, 1956).

Du point de vue quantitatif les résultats des calculs et les observations sont, dans l'ensemble, en assez bon accord.

Les essais sur les colonnes de sable ont permis de voir comment la théorie développée dans les chapitres précédents rend compte des différentes conditions d'équilibre statique ou dynamique et du mouvement de l'eau dans le sol. Les comparaisons que nous avons effectuées semblent indiquer que l'accord, étant donné les difficultés d'expérimentation sur ces matériaux, est assez encourageant.

Toutefois, certains phénomènes, tels le refus d'humidification du sable de Fontainebleau, le blocage et la dérive de l'écoulement constatés pendant les essais de perméabilité et de diffusivité, restent en marge de la théorie que nous avons élaborée.

CHAPITRE VI

CONCLUSIONS

Dans les matériaux non saturés l'eau se trouve en deux phases : liquide et vapeur. Les deux phases ne sont pas indépendantes et elles sont reliées par les équations d'équilibre thermodynamique.

D'une façon générale, l'eau à l'intérieur des sols se déplace aussi bien en phase liquide qu'en phase vapeur. Nous venons de voir dans cette recherche les forces qui sollicitent l'eau liquide dans un milieu isotherme, et les lois qui contrôlent son mouvement, à l'intérieur des milieux sableux. Dans la nature, les sols sont en général le siège d'un champ thermique, et la migration d'eau est couplée avec un transfert d'énergie à travers le milieu. Ce cas, plus complexe, dépasse le cadre de cette recherche. Cependant, l'étude du mouvement de la phase liquide éclaire le mécanisme des échanges d'humidité dans les sables et c'est dans cette optique que nous voulons tout d'abord dégager les conclusions de cette recherche.

6.1 - Aspect physique du mouvement de l'eau dans les sables

La relation entre le potentiel capillaire, ou l'énergie libre de l'eau, et la teneur en eau, n'est pas univoque, en général : le matériau évolue à l'intérieur d'une surface délimitée par les branches de drainage et d'imbibition. La courbe sur laquelle le matériau se déplace effectivement dépend de son évolution antérieure. Ceci confère à la relation $\psi(w)$ le caractère d'une fonctionnelle.

Ces propriétés de la relation $\psi(w)$ sont susceptibles d'une interprétation en fonction des propriétés géométriques de l'espace interstitiel. On peut en effet rattacher au milieu poreux une fonction $S = S\left(\frac{a}{d}\right)$ reliant le degré de saturation au rayon de courbure moyen des ménisques a et au diamètre moyen d des particules. Ceci nous permet de déduire la porométrie à partir de la courbe de succion.

La relation $\psi(w)$ ou $S(a)$ traduit un équilibre statique et elle peut être déterminée expérimentalement pour chaque milieu.

L'écoulement à travers un milieu poreux non saturé suit la loi de Darcy. Le coefficient de perméabilité est une fonction de la teneur en eau (ou du degré de saturation du milieu), et n'est plus une constante. La variation du coefficient de perméabilité en fonction du potentiel capillaire est exponentielle.

La variation extrêmement accentuée de la perméabilité avec la diminution de la teneur en eau du corps s'explique par :

— la diminution de la section utile à l'écoulement d'eau :
— la vidange des pores les plus gros, qui sont les plus conducteurs ;
— l'allongement du parcours physique de l'eau dans le matériau.

En recourant à un modèle capillaire nous avons pu reproduire l'allure générale des courbes de perméabilité, $k(w)$ ou $k(\psi)$, en faisant intervenir les trois effets ci-dessus.

La diminution de la perméabilité à la phase mouillante entraîne une augmentation de la perméabilité à l'air, le matériau étant traversé par deux réseaux continus permettant l'écoulement simultané des deux phases.

La relation $k(w)$ ou $k(\psi)$ n'est pas univoque, et elle a aussi le caractère d'une fonctionnelle, l'histoire antérieure du matériau intervenant pour déterminer la courbe de perméabilité du milieu. Toutefois, l'hystérésis de la perméabilité est moins importante que celle de la succion.

Un montage expérimental a été mis au point pour la détermination du coefficient de perméabilité. Contrairement à ce qui se passe avec la courbe de succion, déterminée dans des conditions statiques, le coefficient de perméabilité correspond à un équilibre dynamique.

En essayant d'interpréter la variation de la perméabilité en fonction de la teneur en eau par les propriétés géométriques de l'espace interstitiel incorporées dans la relation $\psi(w)$, nous avons constaté un certain nombre d'écarts. Ces écarts traduisent-ils l'incapacité de la relation statique $\psi(w)$ à rendre compte du phénomène dynamique qu'est la perméabilité, ou simplement l'insuffisance des modèles adoptés pour représenter les milieux poreux?

Dans l'examen du mouvement de l'humidité dans les sols, nous avons constaté que tout transfert d'humidité répond à un gradient de potentiel total, et que la condition d'équilibre correspond à la condition $\psi + z = 0$. Cette condition a été vérifiée sur des colonnes de sable ayant subi des rabattements de nappe, en voie d'humidification ou de réhumidification. La répartition de la teneur en eau d'équilibre dans ces différents cas peut être déterminée à partir de la condition précédente en faisant intervenir la branche de la courbe de succion, appropriée à l'évolution du sol.

Pour établir l'équation fondamentale du mouvement il est nécessaire d'admettre que la relation $\psi(w)$ admet une dérivée. Or, ceci n'est pas le cas général. Ce n'est que dans des circonstances bien particulières que ce cas se vérifie.

En général, l'équation du mouvement n'est pas valable pour tous les points de la masse de sable, mais seulement pour un point donné puisque chaque point décrit une courbe de succion différente. Ceci équivaut à introduire dans l'équation générale un coefficient de diffusivité fonction non seulement de w mais aussi de z. Dans le cas où la fonction $\psi(w)$ est dérivable, le mouvement de l'eau est équivalent du point de vue mathématique à une diffusion avec un coefficient de diffusion D, fonction de w : l'eau se déplace suivant le gradient de concentration de l'humidité, qui coïncide nécessairement en direction et sens avec le gradient de potentiel $\varnothing$. Comme nous le disions plus haut, ceci n'est pas vrai, en général, et on peut avoir des déplacements d'humidité, dans certains cas exceptionnels, à contre gradient d'humidité l'eau suivant, bien entendu, la pente du potentiel $\varnothing$.

Nous avons intégré l'équation générale du mouvement dans le cas où la diffusivité n'est fonction que de la teneur en eau. En général, l'intégration de l'équation lorsque D (w, z) est beaucoup plus complexe, mais non impossible.

On voit que dans la théorie développée la relation $\psi(w)$ joue un rôle prépondérant, occupant en quelque sorte la position de l'équation d'état dans l'hydrodynamique des fluides. Or, les essais que nous avons effectués, bien qu'ayant conduit à une vérification raisonnable des conséquences de cette théorie, nous ont montré en même temps la différence essentielle entre la rétention statique et la rétention dans un milieu poreux traversé par un courant liquide. En effet, les configurations de l'eau dans les pores, stables en conditions statiques deviennent instables dans des conditions dynamiques. Nous avons pu constater le déplacement graduel d'un corps poreux en équilibre de drainage, vers l'équilibre d'imbibition, à succion constante, sous l'effet d'un courant liquide.

Il y a par ailleurs, des phénomènes de blocage, de retard à l'humidification, qui restent en dehors du cadre de la présente théorie.

En conclusion, nous pouvons dire que nous disposons en ce moment d'un outil permettant d'aborder le phénomène physique des transferts d'humidité dans les sols sableux. Des perfectionnements restent cependant à faire.

6.2 - Conclusion du point de vue de l'Ingénieur

L'étude précédente a montré que nous pouvons, à l'heure actuelle :

1 - Déterminer la répartition d'humidité d'équilibre, au-dessus d'une nappe phréatique, dans l'hypothèse d'un milieu isotherme. Nous savons par ailleurs que les corrections à introduire, pour tenir compte des effets thermiques, sont négligeables pour les sables.

Ceci nous permet d'aborder le problème routier et de le résoudre. On peut la résoudre même pour d'autres matériaux, argileux ou limoneux (Croney, 1952).

2 - Etudier l'équilibre dynamique dans un sol irrigué ou soumis à une évaporation à la surface. Ceci nous permet d'attaquer le problème de l'irrigation des terres et une partie du problème hydrologique. Nous pouvons par exemple nous rendre compte de l'influence de la profondeur de la nappe et du degré hygrométrique de l'atmosphère, sur les pertes par évaporation. Le problème d'irrigation est identique au problème de l'alimentation des nappes.

Tous ces problèmes peuvent être traités avec un appareil analytique réduit. Expérimentalement, il suffit de déterminer les courbes de succion et de perméabilité du sol (celle-ci seulement pour la deuxième catégorie de problèmes).

3 - Déterminer le temps nécessaire à l'établissement de l'équilibre statique, tout au moins dans certains cas favorables pour lesquels la diffusivité est une fonction de la teneur en eau exclusivement.

L'étude du mouvement variable trouve par ailleurs son terrain d'élection dans l'exploitation des réservoirs d'hydrocarbures où nous avons affaire à un écoulement multiphase.

Pour aborder d'autres problèmes, comme par exemple les échanges d'humidité à travers les murs, le séchage et le conditionnement d'air, le gel et la résistance aux intempéries des pierres naturelles, le retrait et l'évaporation du béton, il est nécessaire de faire intervenir la phase vapeur, et, dans les problèmes de gel, la phase solide de l'eau. Toutefois, l'appareil théorique et expérimental que nous avons présenté dans ce travail permet d'aborder ces problèmes sur des bases physiques solides.

BIBLIOGRAPHIE RELATIVE A L'EAU

DANS LES SOLS

1 — GÉNÉRAL

BAVER L. D. — « Soil Physics », John Wiley & Sons Inc., New-York, 1948.

CARMAN P. C. — « Flow of gas through porous media ». *Butterworths Scientific Publication*, London, 1956.

EVERETT D. H. et STONE F. S. — « The structure and properties of porous materials ». Xth Symposium of the Colston Research Society. *Butterworths Scientific Publication*, London, 1958.

FARADAY Society. — « Interaction of water and porous materials », *Gurney & Jackson*, London, 1948.

HIGHWAY RESEARCH BOARD. — « Water and its conduction in soils ». Special Report, n° 40. *National Academy of Science*, U. S. A.

LYKOV A. W. — « Transporterscheinungen in Kapillarporösen Korpern ». *Academie Verlag*, Berlin.

MUSKAT M. — « The flow of homogeneous fluids through porous media ». *J. Edwards Inc. Ann Arbor* (Michigan), 1re édition, 2e tirage, 1946.

SCHEIDEGGER A. — « The physics of flow through porous media ». *University of Toronto Press*, 1957.

TCHAFEK M. W. — « El agua en el suelo ». *Inst. Nacional de Tecnologia*, Buenos-Aires, p. 402.

2 — THÉORIE GÉNÉRALE

2.1 - Potentiel capillaire - Succion - Mouvement de l'eau dans les milieux poreux - Action du champ de température.

AUBERT M. — « Thermoosmose ». *Ann. de Chimie et de Physique*, Paris 1912, pp. 145-208 et 551-582.

BUCKINGHAM E. — « Studies on the movement of soil moisture ». *U. S. Depart. of Agriculture, Bull.*, n° 38, 1907.

BUISSON M. — « Les pierres. Etude de leurs propriétés liées à la présence et à la circulation de l'eau dans les pores » *Cahiers du C. S. T. B.*, Paris, 1948-49.

CARLIER M. — « Les eaux souterraines en agriculture ». Rapport Général. VIe journée de l'Hydraulique, Nancy. *Société Hydrotechnique de France*, 1960.

CHILDS E. C. — « Recent advances in the study of water movement in unsaturated soil ». VIe Congrès de la Science du Sol, vol. I, n° 39, pp. 265-74, 1956.

CHILDS E. C. — « The physics of land drainage ». Chap. I : Drainage of Agricultural Lands. *American Soc. of Agronomy.* Mad. (Wisc.), U. S. A., 1957.

CHILDS E. C. et COLLISGEORGE N. — « The permeability of porous materials ». *Proc. Roy. Soc.*, London, A. 201, pp. 392-9, 1950.

DERYAGUIN B. V. et MELINKOVA M. K. — « Experimental study of the migration of water through the soil under the influence of salt concentration, temperature and moisture gradients ». VIe Congrès de la Science du Sol, Paris, 1956, vol. I.

DERYAGUIN B. V., ZACHOVAEVA N. W., MELINKOVA M. K. et NUPIER S. V. — « Theory of equilibrium and migration of soil moisture at various moisture contents ». VIe Congrès de la Science du Sol, Paris, vol. I, n° 42, pp. 291-7, 1956.

D. S. I. R., Road Research Laboratory. — « Soil Moisture and the factors governing its measurement ». Chap. XVI, *Soil Mechanics for Road Engineers*, H. M. S. O., London, 1952.

FERRANDON J. — « Théorie Générale des écoulements fluides souterrains ». Rapport Général. VIe journée de l'Hydraulique, Nancy. *Société Hydrotechnique de France*, 1960.

GARDNER W. R. — « Solution of the flow equation for the drying of soils and other porous media ». *Proc. Soil. Sc. Soc. of America*, n° 3, pp. 183-7, 1959.

GURR C. G., MARSHALL T. J., et HUTTON J. T. — « Movement of water in soil due to a temperature gradient. » *Soil. Sc.*, vol. 74, 5, pp. 335-45, 1952.

HABIB P. et SOEIRO F. — « Les mouvements de l'eau dans les sols sous l'influence de la température ». *Cahiers de la Recherche*, Eyrolles, Paris, p. 56, 1957.

HAINES W. B. — « Studies in the physical properties of soils ». IV. A further contribution to the theory of capillary in soil. *The Journal of Agr. Sc.*, XVII, p. 11, 264-290, 1927.

HALLAIRE M. — « Diffusion capillaire de l'eau dans le sol et répartition de l'humidité en profondeur sous sols nus et cultivés ». Thèse de la Faculté des Sciences de Paris, 1953.

HAUK R. J. — « Water vapour transfer in dry soil », 1958.

IRMAY S. — « On the hydraulic conductivity of unsaturated soils ». *Trans. Amer. Geophy. Un.*, vol. 35, n° 3, pp. 463-67, 1954.

JENNINGS J. E., HEYMANN P. R. B. et WOLPERT L. — « Some Laboratory studies of the migration of moisture in soils under temperature gradients ». *Na. Build. Res. Inst. Bull.*, n° 9, pp. 29-46.

JONES H. E. et KOHNKE H. — « The influence of soil moisture tension on vapour movement of soil water ». *Proc. Soil. Sc. Soc. of America*, vol. 16, n° 3, pp. 245-8, 1952.

JUMIKIS A. P. — « Suction force in soils upon freezing ». *Proc. Amer. Soc. Civil. Engr.*, June 1954, Sept., 445 pp.

KUZMAK J. M. et SEREDA P. J. — « The mechanism by which water moves through a porous material subjected to a temperature gradient ». I et II *Soil. Sc.*, 84, 291-9 et 419-22, 1957.

LEROY, PLUCHET, VILLAIRE. — « L'énergie de liaison de l'eau. Applications ». Journées du Gaz et des Matériaux humides. *I. F. C. E.*, Paris, 1959.

MILLER E. E. et MILLER R. D. — « Theory of capillary flow ». I et II. *Proc. Soil. Sc. Soc. Amer.*, juil. 1955.

MOORE R. E. — « Water conduction from shallow water tables ». *Hilgardia*, vol. 12, n° 6, pp. 383-426, 1939.

OSTASHEV N. A. — « The law of distribution of moisture in soils and methods for the study of the same ». *Proc. Ist International Conf. Soil Mechanics.*, vol. I, 1936.

PENMAN H. L. — « Gas and vapour movement in the soil ». *J. Agr. Sc.*, Vol. 30, 437-62 et 570-81, 1940.

PHILIP J. R. et DE VRIES D. A. — « Moisture movement in porous materials under temperature gradients ». *Trans. Amer. Geophy. Un.*, vol. 38, n° 2, pp. 222-32, 1957.

RICHARDS L. A. — « Capillary condition of liquids through porous media ». *Physics*, vol. 1, pp. 318-33, 1931.

ROLLINS R. L., SPANGLER M. G. et KIRKHAM, D. — « Movement of soil moisture under a thermal gradient ». *High. Res. Board. Proc.*, vol. 33, pp. 492-508, 1954.

RUSSEL M. B. — « The utility of the energy concept of soil moisture ». *Proc. Soil Sc. soc. of America*, 7, 90-4, 1942.

SCHOFIELD R. K. — « The pF of water in soil ». *Trans. 3rd Int. Cong. Soil. Sciences*, vol. 2, pp. 37-48, 1925.

SMITH W. O. — « Thermal conductivities in moist soil ». *Proc. Soil. Sc. Soc. Am.*, pp. 32-40, 1939.

DE VRIES D. A. — « Some remarks on heat transfer by vapour movement in soils ». *4 th Int. Cong. Soil. Sc.*, Holland 1950, Trans., vol. 11, pp. 38-41.

DE VRIES D. A. — « The thermal conductivity of granular materials ». *Inst. Int. du Froid.* Commissions Intern., 1-2, Louvain, 1952.

DE VRIES D. A. — « Simultanaeous transfer of heat and moisture in porous media », 1958.

WOODSIDE W. — « Water vapour permeability of porous media ». *Canad. J. Phys.*, 1959, pp. 413-6.

WOODSIDE W. et KUZMAK J. M. — « Effect of temperature distribution on moisture flow in porous materials ». *Trans. Amer. Geophys. Un.*, vol. 39, n° 4, pp. 676-80, 1959.

WORDSWORTH H. A. — « An interpretation of the moisture content. surface force curve for soils ». *Soil Sc.*, vol. 58 (3), pp. 225-42, 1944.

WYLLIE M. R. J. et SPANGLER M. B. — « Application of electrical resistivity measurements to problem of fluid flow in porous media ». *Bull. Amer. Ass. Petr. Geologista*, vol. 36, n° 2, pp. 359-403.

2.2 - Thermodynamique de l'eau dans les corps poreux.

ADAM N. K. — « The physics and chemistry of surfaces ». *Clarendon Press*, Oxford, 1930.

BABCOCK K. L. et OVERSTREET R. — « Thermodynamics of soil moisture, a new application ». *Soil Sc.*, Oct. 1955, vol. 80, n° 4, pp. 257-63.

DE BOER. — « The dynamical character of adsorption ». *Clarendon Press*, Oxford, 1953.

DE BRUYN C. M. A. — « The mechanism of heaving ». *Trans. South African Inst. Civ. Eng.*, vol. 5, n° 9, pp. 273-8, 1955.

CHATELAIN J. — « Thermodynamics of soil moisture ». *Soil Science*, vol. 67, pp. 305-9, 1949.

CRONEY D. et COLEMAN J. D. — « Soil thermodynamics applied to the movement of moisture in road foundation ». Proc. 7 th *Int. Cong. Appl. Mech.*, vol. 3, pp. 163-77, 1948.

DAY P. — « The moisture potential of soils ». *Soil Sc.*, vol. 54, n° 6, pp. 391-400, 1942.

EDLEFESEN N. E. et ANDERSON A. B. C. — « Thermodynamics of soil moisture ». *Hilgardia*, vol. 15, n° 2, pp. 31-298, Berkeley, U. S. A., 1943.

GARDNER W. et CHATELAIN J. — « Thermodynamic potential and soil moisture ». *Proc. Amer. Soc. Soil Sc.*, vol. 11, pp. 100-2, 1947.

GARDNER W. H., GARDNER W. A. et GARDNER W. — « Thermodynamics and soil moisture » *Soil Sc.*, vol. 72, pp. 101-5, 1951.

DE GROOT S. R. — « Thermodynamics of irreversible processes ». *North Holl. Publ. C.*, Amsterdam, 1958.

HARKINS W. D. — « The physical chemistry of surface fils ». *Reinhold Publ. C.*, New-York, 1952.

LEDOUX. — « Adsorption des gaz et vapeurs. Applications industrielles ». *Béranger*, Paris, 1948.

LOW P. F. et DEMING J. M. — « Movement and equilibrium of water in heterogeneous systems with special reference to soils ». *Soil. Sc.*, vol. 75, n° 3, mars 1953, pp. 187-207.

ONSAGER L. — « Reciprocal relations in irreversible processes ». I et II. *Physical Review.*, vol. 37, 2nd series, pp. 405-426 et vol. 38, pp. 2265-79, 1931.

ROBINS J. B. — « Some thermodynamics properties of soil moisture ». *Soil Science*, vol. 74, n° 2, p. 127, 1952.

TAKAGI S. — « Theoretical considerations on the thermodynamic and kinematic properties of soil moisture. Monograph on theoretical soil physics ». *Spec. Sc. Rep. of Faculty of Agr.*, Tokyo, 1952.

TAKAGI S. — « Thermodynamics of the capillary rise of soil moisture and Neuman's potential of capillarity ». Trans. of the IVth Int. *Cong. of Soil Sc.*, Léopoldville, vol. 11, pp. 135-157.

2.3 - Méthodes mathématiques

CRANK J. — « The mathematics of diffusion ». *Clarendon Press*, Oxford, p. 347, 1956.

KLUTE A. — « Numerical method for solving the flow equation for water in unsaturated materials ». *Soil. Sc.*, vol. 73, p. 347, 1956.

NEWMAN A. B. — « The drying of porous solids : diffusion calculations ». *Trans. Amer. Inst. Chem. Engineers*, vol. 27.

PHILIP J. R. — « Numerical solution of equations of the diffusion type with diffusivity concentration dependant. » *Faraday Sty.*, vol. 51, n° 7, July 1955, pp. 885-892, 1955.

PHILIP J. R. — « Numerical solution of equations of the diffusion type with diffusivity concentration dependent ». Part. II, Austral, *J. of. Phys.*, vol. 10, pp. 22-42.

2.4 - Propriétés des milieux poreux et des fluides retenus

CARMAN P. C. — « Properties of capillary held liquids ». *J. Phys. Chem.*, vol. 57, pp. 56-64, 1953.

DALLAVALLE J. M. — « Micromeritics. The technology of fine particles ». *Pitman & Sons Ltd*, London, p. 555, 1948.

DORSEY H. E. — « Properties of ordinary water substance ». *Reinhold Publ. Corp.*, New-York, p. 673, 1940.

GRIM R. E. — « Clay mineralogy », *Mac Graw Hill*, U. S. A., 1953.

IFLY R. — « Etude physique de l'écoulement des fluides dans les milieux poreux ». VI[e] Journée de l'Hydraulique, *S. H. F.*, Nancy, 1960.

KRUYT A. R. — « Colloid Science ». Vol. 1, Irreversible systems. *Elsevier Publ. C.*, Amsterdam, 1952.

PURI A. N. — « Soils, their physics and chemistry ». *Reinhold Publ. Corp.*, New-York, p. 550, 1949.

THOMAS A., ALBA S., COURAUD G. — « Contribution aux méthodes d'étude des milieux poreux ». VI[e] Journees de l'Hydraulique, *S. H. F.*, Nancy, 1960.

3 - MÉTHODES EXPÉRIMENTALES

BLAKE G. R. et PAGE J. B. — « Direct measurement of gaseous diffusion in soils ». *Proc. Soil. Sc. Soc. Am.*, vol. 1,3 pp. 37-42, 1948.

BRUCE R. R. et KLUTE A. — « The measurement of soil moisture diffusivity ». *Proc. Soil. Sc. of Am.*, vol. 20, n° 4, pp. 458-62, 1956.

CALVET E. — « Microcalorimétrie. Applications physico-chimiques et biologiques ». *Masson et Cie*, Paris, p. 395, 1956.

CASARI R. — « La métrologie de l'air et des gaz humides ». Journées du Gaz et des Materiaux humides, *I. F. C. E.*, Paris, 1959.

CRONEY D., COLEMAN J. D. et BRIDGE P. M. — « The suction of moisture held in soil and other porous materials ». *R. Res. Tech. Paper*, n° 24, D. S. I. R., London, 1952.

GARDNER W. R. — « Calculation of capillary conductivity from pressure plate outlow data ». *Soil Sc. Soc. Proc.*, vol. 20, n° 3, pp. 317-20, 1956.

JACKSON R. et DONKIRKHAM. — « Method of measurement of the real thermal diffusivity of moist soil ». *Proc. Soil. Sc. Amer.*, vol. 22, pp. 479-82, 1959.

MILLER E. I. et ELRICK D. E. — « Dynamic determination of capillary conductivity extended for non neglegible membrane impedance ». *Soil. Soc. of Am. Proc.*, vol. 22, n° 6, pp. 483-6, 1952.

RICHARDS L. A. — « Pressure membrane apparatus, construction and use ». *Agricultural eng.*, 28, pp. 451-54, 1947.

TAYLOR S. A. — « Oxygene diffusion in porous media as a measure of soil aeration ». *Proc. soil. Sc. Soc. Am.*, pp. 51-61, 1949.

VAN BAVEL C. H. M. — « Gaseous diffusion and porosity in porous media ». *Soil Sc.*, vol. 73, n° 2, pp. 21-104, 1952.

VERON M. — « Cours de thermique industrielle au C. N. A. M. ». 3[e] année, Paris, 1959.

DE VRIES D. A. et PECK A. J. — « On the cylindrical probe method of measuring thermal conductivity with special reference to soils ». *Australian Journal of physics*, vol. 2, n° 2, pp. 255-271, 1958.

4 - APPLICATIONS

4.1 - Mécanique des sols

ARIS R. — « Application de la théorie de la succion à l'étude des échanges d'eau entre une nappe libre et l'atmosphère ». *Terres et Eaux*, n° 29. Alger, 1957.

BLACK W. P. M., CRONEY D. et JACOB J. C. — « Field studies of the movement of soil moisture ». *Road Res. Tech. Paper*, n° 41, D. S. I. R., H. M. S. O., London, 1958.

BUYSSENS F. J. P. — « La répartition de l'eau dans les sols ». *Centre de Recherches Routières*, Bruxelles, 1958.

CRONEY D. — « The movement and distribution of water in soils ». *Geotechnique*, mars 1952.

CRONEY D., LEWIS V. et COLEMAN J. D. — « Calculation of the moisture distribution beneath structures ». *Civ. Eng. and Publ. Works Review*, février 1950.

DERVIEUX F. — « Etude du renouvellement de la nappe. Contribution à l'étude des phénomènes capillaires dans un milieu pulvérulent ». *Terre et Eaux*, n° 29, Alger, 1957.

HILF J. M. — « An investigation of pore water pressure in compacted cohesive soils ». *Tech. Mem.*, 654, Bureau of Recl., Denver U. S. A., 1956.

JEANNINGS J. E. — « Foundations for buildings in the Orange Free State Goldfields ». *Nat. Bldg. Res. Inst. the J. of S. Af. Inst. Eng.*, vol. 48, pp. 87-141, Pretoria, 1950.

ROAD RESEARCH LABORATORY. — « Soil mechanics for road Engineers ». *H. M. S. O.*, Londres, 1952.

South African Institute of Civil Eng. « Symposium on expansive clays ». *Trans. S. A. Inst. Civ. Eng.*, sept.-oct. 1957, June 1958.

SOEIRO F. A. — « Succion ». *Ann. de l'I. T. B. T. P.*, Paris, février 1957.

SOEIRO F. A. et MARECHAL J. C. — « Propagation de l'humidité dans les sols et dans les matériaux de construction ». Journées des gaz et matériaux humides. *Inst. Fr. des Comb. et de l'En.*, Paris, 1959.

VAN DEN HEEVER. — « Temperature moisture content and electrical potential measurements in the soil under a house at Leeuwhof », Vereeniging, N. B., *R. I.*, Pretoria, 1955.

4.2 - Matériaux de construction

GLASER H. — « La condensation de l'humidité dans les parois poreuses par diffusion de la vapeur ». Journées du Gaz et Matériaux humides, *I. F. C. E.*, Paris, 1959.

JOHANSSON C. H. — « Theoretical investigation of the effect of capillary suction on transfer of moisture in hygroscopic materials ». *Trans. of the Royal Inst. of Techn.*, n° 20, Stockholm, 1948.

KRISCHER, WISSMAN et KAST. — « Feuchtigkütsein Wirkungen Baustoffe aus der ungebenden Luft ». *Gesundheits Ingenieur*, Hefts 129, 147, 1958.

KRISCHER et ROHNALTER. — « Warmeleitung und Dampfdiffusion in feuchten Gutern ». *V. D. I.*, Forschungs, Heft 402, 1940.

L'HERMITE R. — « Idées actuelles sur la technologie du béton ». *I. T. B. T. P.*, 1955.

MANDEL J. — « Essai sur la mécanique physique des pseudosolides (Terre, Béton) ». *Annales des Ponts et Chaussées*, 120, 2, pp. 245-312, 1950.

NEWITT D. M. et COLEMAN M. — « The mechanism of the drying of solids ». Part III. *Trans. Inst. Chem. Eng.*, vol. 30, 1952.

OLIVER T. R. et NEWITT D. M. — « The mechanism of the drying of solids ». Part II. *Trans Inst. Chem. Eng.*, vol. 27, p. 9, 1949.

PEARSE J. F., OLIVER T. R. et NEWITT D. M. — « The mechanism of the drying of solids. ». Part I. *Trans. Inst. Chem. Eng.*, vol. 27, p. 1, 1949.

POWERS T. C. — « Résistance au gel du béton jeune ». *Cahiers de la Recherche Théorique et Expérimentale sur les matériaux et les structures, n° 4, 1957.*

AFREM. — « Effet du gel dans les matériaux de construction ». Colloque de Paris. *Cahiers de la Recherche Théorique et Expérimentale sur les matériaux et les structures*, n°s 8 et 9, 1959.

4.3 - Hydrologie et climatologie

ARCHAMBAULT J. — « L'alimentation des nappes en Afrique Occidentale ». VI^e Journées de l'Hydraulique, Nancy. *Société Hydrotechnique de France*, 1960.

DROUIN G. — « Aspects divers de l'hydrologie en région désertique ». *Terres et Eaux*, 21, 20, 29, 1954.

GEIGER R. — « The climate near the ground ». *Harvard, Univ. Press*, Cambridge (Mass.), 1957.

HIDE J. C. — « Observations on factors influencing the evaporation of soil moisture ». *Proc. Soil. Sc. Am.*, vol. 18, n° 3, pp. 55-61, 1954.

PENMAN H. L. — « Evaporation over the British Isles ». *Quat. J. Roy Met. Soc.*, 1950, 76 (330), 372-83.

PHILIP J. R. — « Some recent advances in hydrologic physics ». *J. Inst., Eng. Aust.*, vol. 26, pp. 255-9, 1954.

PHILIP J. R. — « Evaporation and moisture and heat fields in the soils ». *Journ. of Meteorology*, vol. 14, pp. 354-366, 1957.

TODD O. K. — « Ground water hydrology ». *John Wiley & Sons,* New-York, 1959.

4.4 - Applications industrielles

a) *Industrie du pétrole*

Comptes rendus des VI^es Journées de l'Hydraulique, Nancy, 1960. Question 6 : Hydraulique des nappes de pétrole et réservoirs souterrains de gaz.

MUSKAT M. — « The principles of oil production ». *Mc Graw Hill,* New-York, 1949.

b) *Séchage air humide matériaux humides*

Comptes rendus des VI^es Journées Int. des Gaz et Matériaux humides, *I. F. C. E.*, Paris, 1959.

ECKERT. — « Introduction to the transfer of heat and mass ». *Mc Graw Hill,* New-York, pp. 257.

HOURS R. — « Application de la radioactivité. L'Hydraulique souterraine ». VI^es Journées de l'Hydraulique, *S. H. F.*, Nancy, 1960.

INGERSOLL, ZOBEL, INGERSOLL. — « Heat conduction with engineering geological and other applications ». *The Univ. of Wisconsin Press.*, Madison, 1954.

KRISCHER O. — « Les principes physiques qui régissent le calcul prévisionnel des temps de séchage ». Journées des Gaz et Mat. Hum., *I. F. C. E.*, Paris, 1959.

LYKOV A. W. — « Experimentale und theoretische Grundlagen der Trocknung ». *Akademische Verlag*, Berlin 1955.

PAPIER R. — « Adsorption et adsorbants. Application à la dessication des fluides ». Journées des Gaz et Mat. Hum. *I. F. C. E.*, Paris, 1959.

TABLE DES MATIÈRES

Page

Préface . . . 3

Notations . . . 5

Introduction . . . 7

CHAPITRE I. — Généralités sur l'eau dans les sols . . . 9

1.1 - Concepts relatifs à l'eau dans les sols. Historique . . . 9

1.2 - Objet de la présente recherche . . . 10

CHAPITRE II. — Le système eau-sol : potentiel capillaire ou succion . . . 11

2.1 - Introduction. Définitions préliminaires . . . 11

2.2 - Le potentiel capillaire . . . 12

2.3 - Propriétés des milieux sableux étudiés . . . 15

2.3.1 - Sable de Fontainebleau . . . 15

2.3.2 - Sable d'El Oued . . . 16

2.4 - Etude expérimentale de l'énergie libre du système eau-sable . . . 18

2.4.1 - Méthodes expérimentales . . . 18

2.4.2 - Courbes de succion . . . 20

2.5 - Discussion et interprétation de la relation succion - teneur en eau . . . 23

CHAPITRE III. — Perméabilité des milieux non saturés . . . 31

3.1 - Introduction . . . 31

3.2 - Etude expérimentale de la perméabilité des sables . . . 31

3.2.1 - Montage expérimental . . . 31

3.2.2 - Résultats expérimentaux . . . 32

3.3 - Interprétation physique du coefficient de perméabilité des sables . . . 34

3.3.1 - Modèle de Kozeny modifié . . . 35

3.3.2 - Méthode statistique . . . 39

3.4 - La relation k (w) ou k (s). Discussion . . . 41

CHAPITRE IV. — Mouvement de l'eau dans les sols isothermes . . . 45

4.1 - Considération théorique sur le mouvement de l'eau dans les corps poreux. Equations fondamentales . . . 45

4.2 - Détermination expérimentale du coefficient de diffusivité . . . 48

4.2.1 - Principe de la mesure. Montage expérimental . . . 48

4.2.2 - Résultats des essais . . . 50

4.3 - Discussion des résultats d'essais. Comparaison avec les valeurs théoriques . . . 51

CHAPITRE V. — Etude expérimentale des profils hydriques dans des colonnes de sable . . . 61

5.1 - Introduction . . . 61

5.2 - Dispositif expérimental et méthode de mesure . . . 61

5.2.1 - Colonnes expérimentales . . . 61

5.2.2 - Mesure de la teneur en eau avec la sonde à radio-isotopes . . . 64

5.2.2.1 - Principe de la méthode . . . 64

5.2.2.2 - Etude du dispositif de mesure et étalonnage de la méthode . . . 64

5.2.2.3 - Application à la détermination des profils de teneur en eau . . . 67

5.2.3 - Mesure de la pression de l'eau dans les pores . . . 69

Page

5.3 - Description et résultats des essais . . . 70
5.3.1 - Colonnes en drainage . . . 70
5.3.1.1 - Courbe des débits . . . 70
5.3.1.2 - Profils de teneur en eau . . . 71
5.3.1.3 - Répartition de la pression de l'eau des pores . . . 73
5.3.2 - Colonnes en imbibition . . . 75
5.3.2.1 - Courbe des débits . . . 75
5.3.2.2 - Profils de teneur en eau . . . 76
5.3.2.3 - Répartition de la pression de l'eau des pores . . . 77
5.4 - Interprétation et discussion des résultats de l'eau dans les sables . . . 77

CHAPITRE VI. — Conclusions . . . 81
6.1 - Aspect physique du mouvement de l'eau dans les sables . . . 81
6.2 - Conclusion du point de vue de l'Ingénieur . . . 82

Bibliographie sur l'eau dans les sols . . . 83
1 - Général . . . 85
2 - Théorie générale . . . 85
2.1 - Potentiel capillaire ou succion. Mouvement de l'eau dans les milieux poreux. Action des champs thermiques . . . 85
2.2 - Thermodynamique de l'eau dans les corps poreux. Aspects physico-chimiques du système eau-sol . . . 87
2.3 - Méthodes mathématiques . . . 87
2.4 - Milieux poreux et propriétés des fluides retenus . . . 88
3 - Méthodes expérimentales . . . 88
4 - Applications . . . 88
4.1 - Mécanique des sols . . . 88
4.2 - Matériaux de construction . . . 89
4.3 - Hydrologie et climatologie . . . 89
4.4 - Applications industrielles. Séchage, air humide, pétrole . . . 90

IMPRIMÉ PAR LA S. D. T.
9, Rue La Pérouse - Paris XVI[e]

En vente à la Société de Diffusion des Techniques
du Bâtiment
9, Rue La Pérouse - Paris XVI[e]

et à la Librairie EYROLLES
61, Boulevard S[t] Germain
Paris V[e]

Achevé d'imprimé le deuxième trimestre 1964
dépôt légal deuxième trimestre 1964